

Radiación ultravioleta - B en Managua 2000 - 2001

P. Julio L ópez de la Fuente SJ



Cuaderno N° 9
Colección Naturaleza

Cuadernos de Investigación de la UCA es una publicación de la Dirección de Investigación de la Universidad Centroamericana (UCA). Los trabajos publicados en los *Cuadernos* expresan las opiniones de sus autores y no necesariamente la de la Dirección de Investigación de la UCA. Su contenido puede ser reproducido, citando la fuente y enviando copia de lo publicado a la siguiente dirección: *Cuadernos de Investigación de la UCA*. Dirección de Investigación. Apartado postal 69. Fax: (505) 267-0106. Teléfono: (505) 278-3923 al 3927. Managua, Nicaragua. Correo electrónico: ucapubli@ns.uca.edu.ni

Director

Marcos Membreño Idiáquez

Asistentes de edición

Roberto Tapia Morales

Juan Carlos Polvorosa

Wendy Bellanger Rodríguez

Mercadeo y distribución

Ana Elda Gutiérrez Duarte

Impresión

Centro Digital - Imprenta UCA

Diseño y diagramación

Fernando Ulises Centeno López

Imprenta UCA

La Universidad Centroamericana (UCA) de Managua es una universidad privada de servicio público e inspiración cristiana, administrada por los jesuitas. Fue fundada en 1960.

Además de la Dirección de Posgrado, la UCA posee cinco Facultades: Humanidades, Ciencias Jurídicas, Ciencias Económicas y Empresariales, Comunicación, y Ciencia y Tecnología del Ambiente.

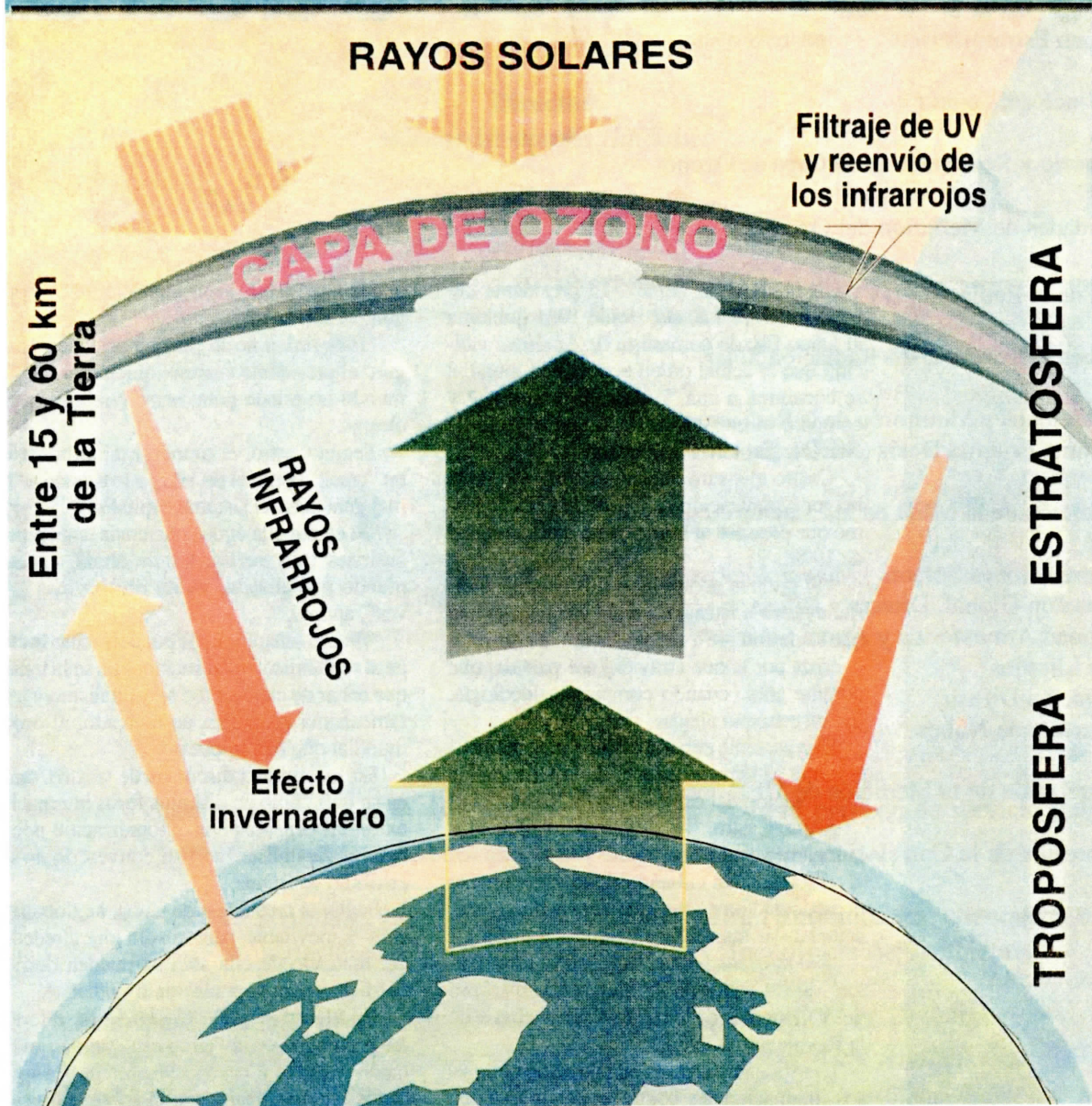
También forman parte de la Universidad, el *Instituto de Investigación y Desarrollo "Nitlapán"*, el *Instituto de Historia de Nicaragua y Centroamérica (IHNCA)*, el *Centro de Análisis Socio Cultural (CASC)*, el *Instituto de Estudio de la UCA (IDEUCA)*, el *Instituto de Encuestas y Sondeo de Opinión (IDESO)*, el *Centro de Investigación y Documentación de la Costa Atlántica (CIDCA)*, el *Instituto Juan XXIII*, el *Centro de Investigación de Ecosistemas Acuáticos (CIDEA)*, el *Centro de Malacología*, la *Estación Solar VADSTENA-UCA*, el *Centro de Biología Molecular (CBM)*, el *Centro de Gestión Empresarial de la Facultad de Ciencias Económicas y Empresariales* y el *Programa Interdisciplinario de Estudios y Género (PIEG)*.

INDICE

Introducción.

1. El Ozono y la Radiación Ultravioleta	3
2. Ozono Estratosférico y Troposférico	8
3. Balance del Ozono	9
4. Impacto y Reducción de la Capa de Ozono	10
5. Unidades de Medición del O ₃	11
6. Rol de la Radiación UV-B	11
7. Nubes - Ozono - UV - Radiación Solar	12
8. Mediciones y Monitoreo de la Radiación UV	13
9. Mínima Eritema Dosis (MED). Espectro de Potencia	14
10. Medición de la MED en la Estación Actinométrica UCA	16
11. Correlaciones Solares - Meteorológicas pertinentes a la MED	23
a. Radiación Global, Directa y Difusa	23
b. Claridad Atmosférica y Altura Solar	24
c. Días Limpios	24
d. Radiación Difusa	25
e. Cobertura de Nubes	25
12. Correlación de la Medición de MED con variables Solares y Meteorológicas	27
13. Expresión de la Correlación Múltiple para MED y Correlación Estandarizada	30
Conclusiones	37
Agradecimiento	38
Bibliografía	39

La destrucción de la capa de ozono



Introducción

La energía de la radiación ultravioleta (UV) es un 7.8% de la correspondiente al espectro total solar, si bien sus ondas son de elevada energía. Por otra parte el rango de la UV-B contiene un 2% de la energía en el rango UV-A; lo cual hace difícil y costosa su medición. La radiación UV-C no llega a la tierra, afortunadamente.

Por otra parte el ozono, un gas tóxico y de fuerte olor, es indeseable en las proximidades de la superficie terrestre a causa de sus acciones perjudiciales; pero también es vital su presencia en la estratosfera porque resguarda la vida sobre el planeta al absorber la mayoría de los rayos UV-B, permitiendo tan solo el paso de una cantidad tolerable para la vida orgánica.

Así pues, los rayos UV-B afectan directamente el material genético de los seres vivos y necesitan ser filtrados continuamente en la atmósfera; pues de lo contrario ocasionan efectos perniciosos sobre el hombre y su entorno.

En los trópicos apenas si existen diez estaciones en la tierra que registren el ozono y la radiación UV. Si bien sobre el cinturón solar ecuatorial la variación de la delgada capa de ozono se mantiene mínima y regular, permitiendo el paso de una considerable radiación UV-B incidente sobre la tierra, se desconocen experimentalmente la intensidad del flujo local de la UV y los principales factores que conforman su comportamiento.

Oportunamente se han obtenido en la estación Actinométrica UCA los registros de la UV-B durante los años 2000-2001, en especial a lo largo del 2000 que fue un año de máxima actividad solar y por tanto de alta radiación UV. Por eso no sorprende que el año 2001 presente un flujo menor del 14% en el registro anual del MED (Mínima Eritema Dosis) bajo la presencia de una mayor cobertura de nubes que la del año anterior.

Estas primeras mediciones de la radiación UV-B a través de los registros de MED en toda Centroamérica y su análisis correspondiente ha desembocado en una múltiple correlación del modelo realístico del MED en función de variables solares - meteorológicas.

Se dispone de un programa PC en BASIC y VISUAL BASIC que al considerar: a) el tipo de piel, b) la cobertura de las nubes, c) la actividad a realizar, y d) el tipo de protector solar, calcula con un error del 10 % la duración permisible en minutos de la exposición solar a partir de una escogida hora de iniciación, antes de sufrir el impacto de un Med/hr (Mínima Eritema Dosis). Razón Estación Solar, UCA.

Todo lo cual fundamenta y construye las bases informativas de la radiación UV-B para los estudios de impacto ambiental en el entorno de Managua y sus alrededores.

J. López de la Fuente S.J.
Ingeniería de Calidad Ambiental
UCA - Febrero 2002.

RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

1. El ozono y la radiación ultravioleta

Por espectro solar ultravioleta (UV), se entiende el rango de longitudes de onda, λ , que se extiende desde el extremo inferior de la luz visible (0.4μ) hasta los rayos X solares que comienzan en 0.03μ , Fig.1. Al considerar los efectos biológicos y el impacto ambiental, el rango UV se divide en:

UV - A: $(0.4 - 0.315) \text{ nm}$

UV - B: $(0.315 - 0.280) \text{ nm}$

UV - C: $< 0.280 \text{ nm}$

Para λ menor que 0.2μ , la región se conoce como la UV-vacío, ya que las mediciones en este rango necesitan de las técnicas del vacío. La radiación UV procedente del sol produce importantes efectos sobre la tierra y su atmósfera.

Las λ s en la región, $(0.295 - 0.4)\mu$ son parcialmente transmitidas por la atmósfera ocasionando importantes impactos biológicos. Por otra parte, toda radiación solar con $\lambda < 0.295 \mu$ es prácticamente absorbida por los gases de traza y principalmente por el O_3 en la banda de Hartley (1891), Fig. 2. Tan fuerte es la absorción de UV en la banda Hartley, que a pesar de que la capa de O_3 es de tan sólo unos 3mm de espesor, por lo general un solo fotón entre 10^{40} fotones de la región 0.25μ llega a la tierra.

Por otra parte, en la banda Huggins de O_3 , $\lambda < 0.32 \mu$, la radiación ultravioleta es en parte absorbida y en parte reflejada de vuelta al espacio.

Con todo, una significativa cantidad de UV alcanza la superficie terrestre. Es en ésta UV-B en la que estamos interesados, analizando mediciones equivalentes de su energía e intercorrelaciones con variables solares y meteorológicas.

Recordemos que el Ozono O_3 se produce durante todo el año en la estratosfera, sobre el cinturón ecuatorial, a unos 22 km. de altura, donde se da la mayor concentración de Oxígeno O_2 ; mientras su destrucción mayor tiene lugar en la parte baja de la estratosfera, a unos 15 km. de elevación.

Una vez producido, el Ozono se desplaza desde el ecuador hacia los polos terrestres mediante la circulación de las celdas de Hartley, que se originan en las latitudes con 30° de diferencia. La concentración del O_3 , según la altura es del 80% para $(10-35) \text{ km.}$, un 10% para una altura mayor de 55 km. y otro 10% en la capa atmosférica inferior o troposfera, donde se destruye en parte ya que es muy oxidante con los componentes atmosféricos. Así, su concentración varía de entre 300 ppbv en la estratosfera a 30 ppbv en la troposfera (OMM- 1995), Fig 3.

Como resultado de todo este comportamiento superior, la capa de Ozono varía en concentración con la latitud y las condiciones climatológicas. Así en la temporada de quemas tropicales, el O_3 troposférico es producido por la quema de biomasa y localizado a 10 km. de altura (J. Fishman y J. Larsen, 1987; Cicerone, 1994).

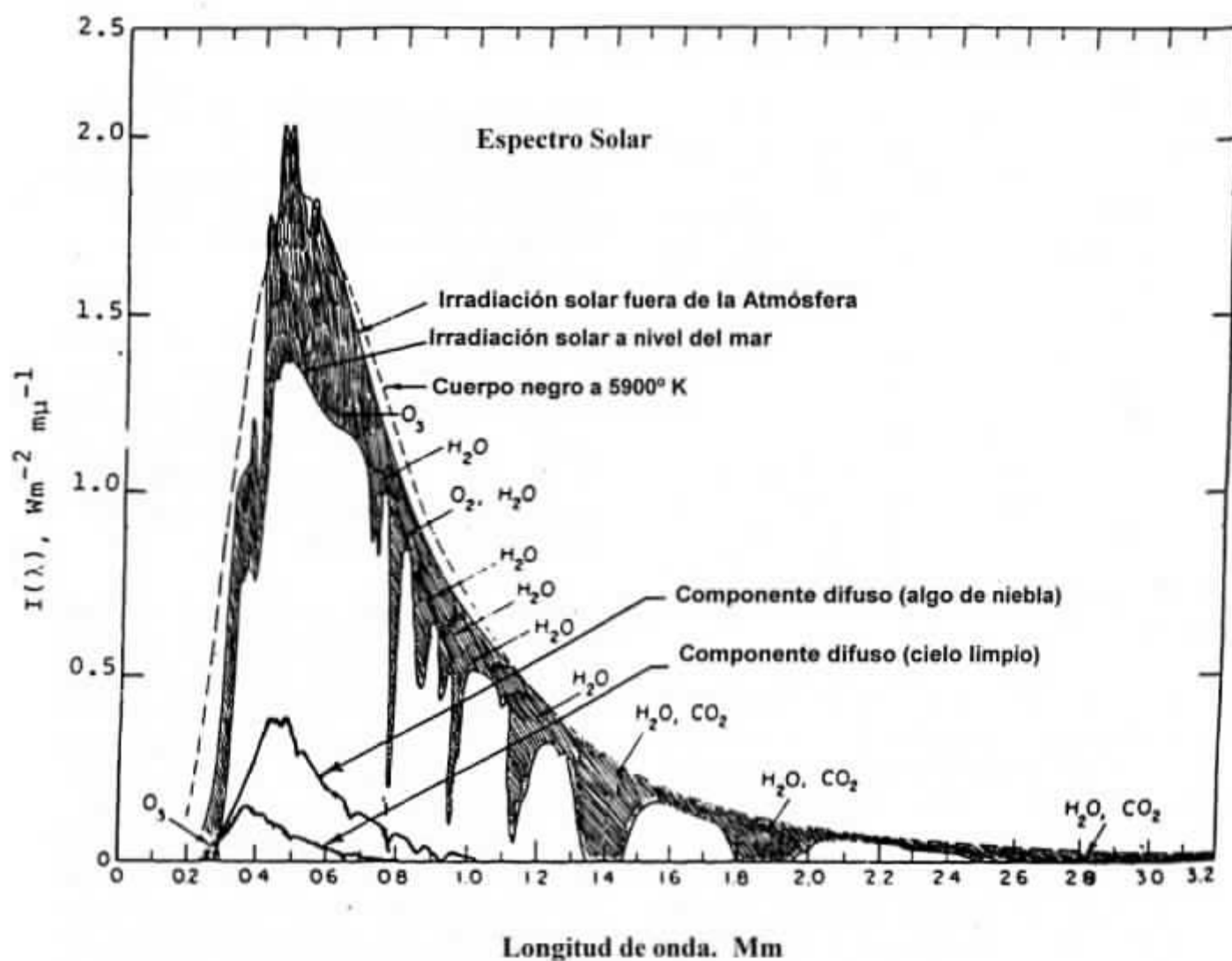


Fig. 1. Curvas de la distribución espectral relacionadas con el sol; las áreas sombreadas indican la absorción al nivel del mar, debido a los indicadores constituyentes de la atmósfera.

ESPECTRO SOLAR ULTRAVIOLETA

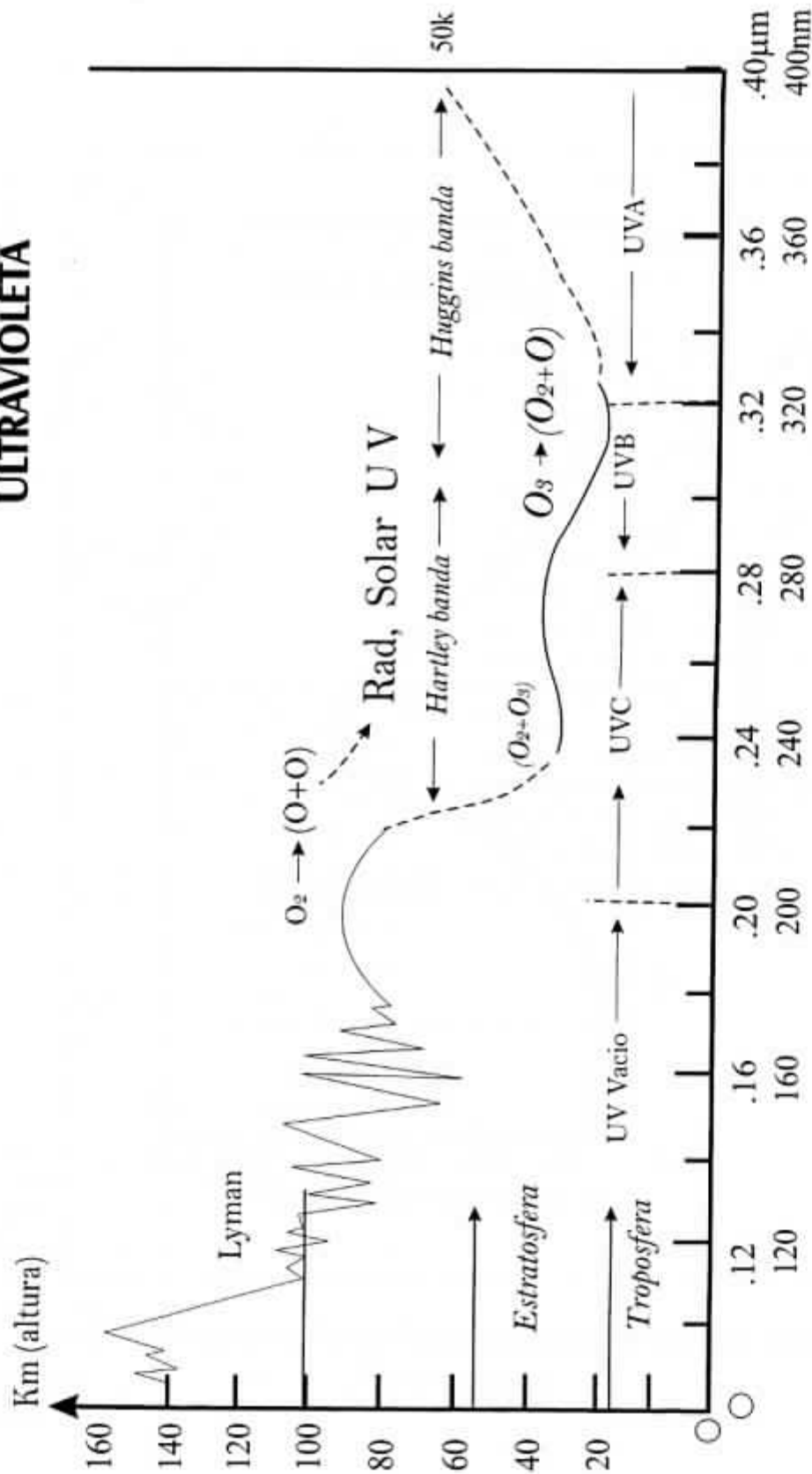


Fig. 2 (Adaptado de friedman - 1996). Alturas Atmosféricas a las que la radiación UV solar se ha reducido a 1 / e de su valor extraterrestre, debido a la absorción principal por el gas presente

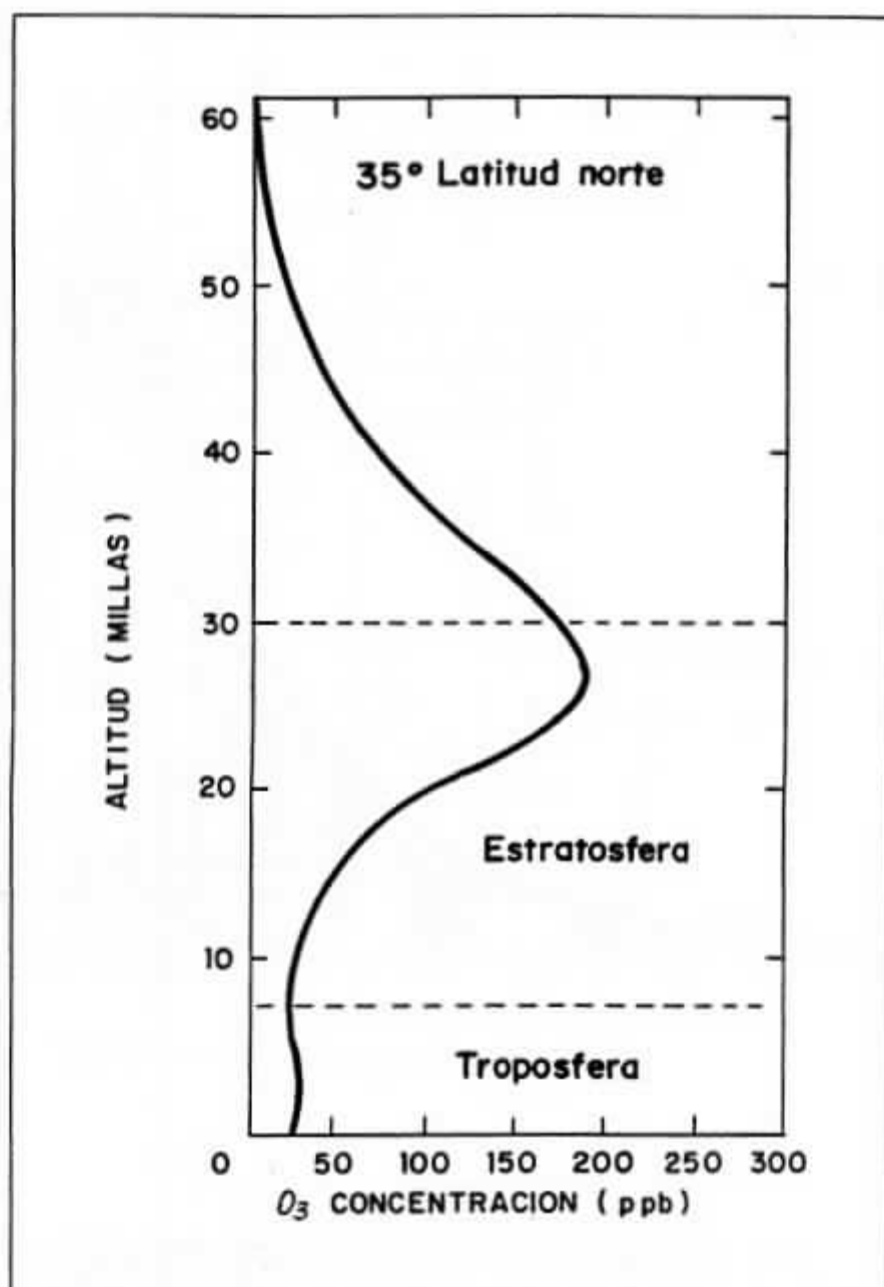


Fig. 3 Variación de la concentración atmosférica del ozono con la altura
(Stocker, 1981)

En el Polo Norte el nivel de O_3 es máximo entre Marzo y Abril (Primavera Septentrional), mientras en el Polo Sur ocurre hacia Noviembre.

Por una parte, en cualquier época del año, las concentraciones en el Ecuador son menores que la mitad correspondientes a los polos Fig. 4.



Fig. 4

Por otra parte, las grandes variaciones en períodos cortos están ligadas a las condiciones del tiempo atmosférico y más en concreto a la vorticidad de la atmósfera. (Uriarte, 1995) (Vaughan/Price, 1991). En los trópicos, los cúmulos son las nubes más frecuentes en las estaciones de lluvia cuando al final de Agosto - Septiembre se registran máximo nivel de O_3 (≈ 265 DU), mientras en la estación seca Enero, Febrero y Marzo sólo (≈ 235 DU). (Spinhune y Guen, 1978)

La variación interanual del O_3 está unida a los ciclos, 11 años, de la actividad solar. Con lo cual, a los años de máxima actividad del sol suele corresponder un 2% de O_3 por encima del correspondiente al año del máximo solar. Con todo, las recientes cambios observados del O_3 en largos plazos, son mucho mayores; con lo cual no se pueden atribuir predominantemente a los cambios en la actividad solar.

La limitada información sobre la variable distribución vertical del O_3 , en relación con la latitud y longitud del lugar, ocasiona una evaluación poca precisa sobre su efecto radiativo. Un ciclo de variación bianual aparece unida al cambio de circulación estratosférica sobre el Ecuador; y hay razones para creer que cambios en el O_3 se deben al fenómeno del Niño.

Durante el período de (1983-1993), el nivel promedio del O_3 global cayó a 297m.atm.cm(o Dobson U.) desde las 306 unidades del período (1964-1980) i.e. un 2.9%. Sin embargo, se tiende a excluir las variaciones del O_3 en el cinturón ecuatorial ($\pm 23.45^\circ$ latitudes), donde no se dan cambios de importancia, y por otra parte apenas se encuentran estaciones de monitoreo de la radiación UV en estas latitudes.

Sin embargo, el equipo de científicos australianos ha detectado regiones tropicales con reducción del Ozono, en áreas de pesado tráfico aéreo, como resultado de las emisiones de NO_x de los motores en aviones. (Spinnery Press y NSW Australia, 1994)

2. Ozono estratosférico y troposférico

A la par que el Ozono Estratosférico está disminuyendo, el Ozono Troposférico parece aumentar un 10% por decenio, en el hemisferio norte; y un apreciable aumento se nota también sobre las regiones desérticas de los trópicos.

Este aumento del O_3 Troposférico es el resultado principal de la radiación solar UV sobre los contaminantes propios del aire, como son los NO_x emitidos desde la superficie terrestre, los SO_x lanzados por las erupciones volcánicas, los gases de escape de automóviles y aviones, combinados con las crecientes concentraciones del CO_2 y CH_4 . Molécula por molécula, el O_3 troposférico absorbe más radiación UV que el O_3 Estratosférico. Las erupciones volcánicas del Chinchón en México, 1982, y del Mount Pinatubo en Filipinas, 1991, son considerados responsables de las pérdidas de ozono durante los meses que siguieron a sus erupciones. Los volcanes inyectaron en la atmósfera cantidades inmensas de aerosoles sulfatados, capaces de acelerar las pérdidas de O_3 ocasionadas por el cloro que aflojaron los CFC's (clorofluorocarbonatos) de las latitudes medias.

La capa alta de ozono (estratosférico) se forma por fotodisociación de moléculas de oxígeno, un proceso enteramente distinto del que da origen a la formación de ozono (troposférico) en la superficie terrestre mediante el esmog fotoquímico.

Algunos científicos aseguran que el ozono troposférico crece un 1% anual, desde comienzos del siglo XX, pero este aumento no puede compensar la disminución severa que tiene lugar para con el ozono estratosférico.

La circulación atmosférica reparten el ozono creado sobre los trópicos hacia los polos, ocasionando bandas de alto y bajo contenido de ozono sobre las diversas partes del globo.

Si bien la UV-B es substancialmente absorbida por las nubes gruesas, el polvo o las capas de contaminación atmosférica, la radiación UV-A no es afectada por la capa de ozono y ligeramente por los aerosoles en su camino de recorrido, resultando ser el agente principal del "bronceado de la piel".

La intensidad de la UV-B aumenta un (14 - 18)% por cada mil metros de elevación y algunos experimentos confirman que interfiere con la fotosíntesis en casos extremos, reduciendo a la mitad la capacidad de las plantas de convertir el CO_2 bajo la acción solar en compuestos orgánicos.

El globo contiene muy diversos ecosistemas en los trópicos, incluso en las tierras elevadas, que mantienen muy diversas y prósperas formas de vida, a pesar de estar bañadas por niveles de radiación UV mucho más severas que los que se dan a nivel del mar en las latitudes templadas. Con todo, los animales y las plantas parecen segregarse acomodados niveles de isoflavinas o agentes que apantallan el sol bajo fuertes radiaciones de UV.

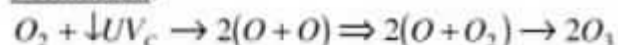
Por tanto, urge el estudio de la fotosíntesis tropical, en especial cuando los bosques van disminuyendo y en esas áreas verdes donde las plantas toleran los altos niveles de radiación UV -B tropical, a la que los seres humanos podrían estar expuestos en un futuro próximo.

3. Balance del ozono

Así pues, la formación del ozono es un proceso fotoquímico, cuya cantidad producida en la estratosfera depende casi totalmente de la cantidad de radiación solar incidente. Como la parte superior de la atmósfera es seca y fría, la producción del radical hidroxil (OH) del agua no juega un papel tan importante en la química de la estratosfera como lo hace en la troposfera. Por otra parte el oxígeno atómico (O) interviene eficazmente en las reacciones químicas de esta elevadas altitudes.

Pues bien, el ozono se forma en la estratosfera cuando las moléculas diatómicas (O_2) del oxígeno absorben la radiación UV con λ entre (180-240) nm

Formación:



Por otra parte, cuando la radiación UV con λ (200-300) nm golpea una molécula de O_3 , se destruye la molécula partiéndose en una molécula de oxígeno O_2 y en un átomo O.

Destrucción: $O_3 + \downarrow UV_{C,B} \rightarrow O_2 + O + \text{Calor}$

Este proceso de destrucción del ozono, en la baja estratosfera, libera calor que calienta esta capa atmosférica.

Si el proceso descrito más arriba no se repitiera continuamente, el ozono sería finalmente descompuesto del todo y la luz ultravioleta penetraría libremente a través de la atmósfera hasta la superficie terrestre. Afortunadamente, la molécula de oxígeno se vuelve a unir con el átomo de oxígeno y se reproduce la molécula del ozono.

Además de la destrucción del O_3 por la luz UV, la atmósfera contiene pequeñas partículas y cantidades de gases materiales en estado de

balance energético, que ocasionan la destrucción de las moléculas del oxígeno.

Los gases naturales de la atmósfera incluyen los óxidos de nitrógeno NO_x , Cloro (Cl), Hidrógeno (H), que también ayudan a mantener el balance del ozono estratosférico. Pero los compuestos de los gases naturales son de origen antropogénico; y en particular los CFC's (Clorofluorocarbonatos), aportan el cloro que tiene gran apetito de ozono.

Así pues, la producción y destrucción del ozono, como resultado de la radiación UV y de la presencia de los gases naturales de traza en la atmósfera, se encontraban en un equilibrio dinámico, mucho antes que la humanidad interfiriera en el sistema atmosférico. Todo lo cual contribuía a mantener un planeta protegido de la radiación ultravioleta, en medio de temperaturas relativamente estables en la atmósfera.

La reducción del ozono estratosférico y el presunto aumento de la radiación UV que alcanza la superficie de la tierra, puede estar ocasionando una pérdida de producción biológica en la superficie del planeta y cambios en las emisiones biológicas de los gases de traza, como el dimetil sulfuro (CH_3S_2), hacia la atmósfera (Mackenzie, 1995).

Con la producción antropogénica del ozono en la troposfera, se origina una compleja relación entre el agujero del ozono en la estratosfera y de la troposfera en unión con el efecto invernadero; y mientras la reducción del O_3 estratosférico produce un efecto de enfriamiento en la atmósfera media, el aumento del ozono troposférico ocasiona un calentamiento que compensa en parte el balance térmico de la atmósfera e influye en el balance radiativo del sistema tierra - atmósfera.

4. Impacto y reducción de la capa de ozono.

Una pequeña disminución de la concentración del ozono atmosférico produciría principalmente un aumento de la intensidad de la radiación UV, sobre todo en el rango espectral $280 < \lambda < 320$ (UVB).

Es bien conocido que estas radiaciones UVB, aun en pequeñas dosis producen quemaduras superficiales en la piel; si bien las prolongadas dosis a lo largo de días llegan a generar melanomas y cáncer de piel.

Hoy en día, se acepta como mínima dosis - eritema (de quemadura solar) el Med/hr ($210 \text{ Joules}/m^2$) en la banda $280 < \lambda < 320 \text{ nm}$ con su máxima intensidad en $\lambda < 300 \text{ nm}$.

Estas radiaciones UV-B afectan también el sistema inmunológico, produciendo lesiones oculares que llegan a ceguera. En las plantas se reciben efectos en la calidad y rendimiento de cultivo. Los bosques no se salvan de su impacto. En los plásticos la radiación UV rompe las uniones moleculares, rajando el material.

Incluso las macromoléculas y el ADN son muy sensibles al incremento de las radiaciones UV; llegan a originar efectos mutágenos en las especies vivas.

Por otra parte, la destrucción del fitoplacton debida a la penetración de la radiación UV hasta un metro en el agua, constituye un peligro serio al mundo marítimo y acuático (Kirk, 1994).

La disminución del O_3 estratosférico podría ocasionar variaciones en la distribución de las temperaturas atmosféricas, repercutiendo en el balance energético de la atmósfera para así

generar cambios en la circulación de las masas de aire y originar trastornos climáticos.

Según J. Anderson, principal investigador de la composición de la estratosfera, una disminución del O_3 en un 10 por 100 resultaría muy grave para las plantas y animales; y la reducción del 50% del ozono arrasaría la vida en la tierra.

El Dr. Fraser (1992) calculaba en 1992, un decrecimiento del (1.4 - 4.6)% de la capa de ozono, debido a la actividad industrial desde 1972. Con todo sin demasiada alarma, en el año 2000, el "hoyo de ozono" parece haber alcanzado la ciudad más al sur del globo, Punta Arenas, Chile. Según los expertos, una recuperación significativa del nivel protector del ozono podría tardar unos 20 años en alcanzarse. Recordemos que las erupciones volcánicas del Chinchón en México, 1982 y del Pinatubo, 1991, en Filipinas han contribuido a la disminución del ozono.

También las llamaradas solares (flares), que a su vez varían la intensidad solar, bombardean la tierra con protones de alta energía pero de corta duración. Según estudios, se cree que en 1989 (un año de máxima actividad solar) las llamaradas solares ocasionaron una destrucción directa del 2% del total de ozono en las regiones polares; ya que bajo la acción de los polos magnéticos los protones son enfocados y atraídos hacia la tierra. En la Antártida, la pérdida de O_3 alcanzó hasta un 20%, a la altura de 40 km. Entre 1978 y 1990 la pérdida media anual del ozono fue de un (0.4 - 0.12)%.

5. Unidades de medición del O_3

El ozono total se define como el valor de la cantidad de O_3 contenido en una columna vertical cuya base es 1 cm^2 (NTP: a temperatura y presión normales). La unidad más usada se denomina ("centímetros de mili-atmosférica") $m\text{ atm cm}$, que corresponde a la usual "Unidad Dobson" o una concentración atmosférica promedio de una parte por billón volumétrica (1ppbv) de ozono. El ozono no está distribuido uniformemente a lo largo de la columna vertical y su promedio global es de unas 300 U. Dobson si bien varía geográficamente desde alrededor de las 230 U.D. en el Ecuador hasta las 500 U.D. en los polos. Las primeras mediciones cuantitativas las realizó el científico de Oxford, G.M. Dobson.

Así tenemos:

$$\begin{aligned} 1\text{ D.U.} &= 10^{-5}\text{ Atm Ozono[NTP]/cm} \\ 10^2\text{ D.U.} &= 10^{-3}\text{ Atm } O_3 = 1\text{ mili-atm- cm de Ozono} \\ &= 268.7 \cdot 10^{18}\text{ moléculas/m}^2\text{ columna} \\ &= 21415\text{ }\mu\text{gr. } O_3/\text{m}^2\text{ columna} \end{aligned}$$

6. Rol de la radiación UV-B.

El papel "protector de la vida" que el ozono realiza surge de su capacidad de absorber Radiación Ultravioleta peligrosa, con longitudes de onda más cortas que 320 nm . La pequeña cantidad de UV-B que atraviesa el escudo de ozono, realiza impactos ambientales considerables y señalizados más arriba.

Para condiciones despejadas en la atmósfera, cada 1% de reducción en el ozono, resulta en un aumento de alrededor del 1.3% de radiación UV-B que alcanza la superficie terrestre.

Una disminución adicional del O_3 podría traer consecuencias nocivas considerables no solamente en los seres humanos, sino en otras formas de vida y en la química de la troposfera.

Las cosechas y los ecosistemas acuáticos, incluyendo el planctón del océano, podrían dañarse con consecuencias aún imprevisibles. Además, el fitoplanctón marino representa un sumidero importante para el CO_2 y cualquier efecto de la UV-B sobre este gas podría afectar las tendencias futuras del clima. El aumento de la radiación UV-B resultará en una mayor fotodisociación de los gases de traza, que controlan los procesos químicos en la troposfera.

A pesar de la insuficiente cantidad de mediciones precisas de UV-B en el largo plazo y de que la intensidad de su radiación medida en la tierra depende considerablemente de la cobertura de nubes y de su albedo, los aerosoles y de la presencia del SO_2 , con todo es posible establecer una buena correlación inversa entre la intensidad de la radiación UV-B y la cantidad de ozono, como veremos más adelante.

El aumento de la UV-B está bien documentado en aquellas partes del globo donde los cambios del ozono son muy severos, es decir, bajo el agujero de ozono, en los polos. En las latitudes medias, el aumento de la UV-B es menor, si bien evidente durante los períodos estacionales. En el cinturón tropical, con $\pm 23.45^\circ$ de latitud, apenas se estiman cambios relacionados con el O_3 , pero es donde más escasean las mediciones y registros de la radiación UV-B, así como se desconoce su impacto ambiental.

7. Nubes - Ozono - UV y Radiación Solar.

Para las longitudes de onda $\lambda > 300 \text{ nm}$, la razón entre la radiación UV y la solar Glb (UV/Glb) es insensitiva a la altura de las nubes, a la difusión y al albedo. Pero para $\lambda < 300 \text{ nm}$, la absorción de UV por el ozono troposférico es sensitiva a la altura de nubes y al albedo de la superficie (tipo de nube) (Spensfime, 1978).

La disminución de la irradianza espectral UV a medida que crece el ángulo cenital (o disminuye la altura solar) se debe sobre todo a la absorción de ozono, y a diferencia de la gota de lluvia no afecta apreciablemente la razón (UV/Glb) a través de la atmósfera. Para $\lambda \sim 290 \text{ nm}$, la absorción del O_3 es aproximadamente 10^4 mayor que para $\lambda = 330 \text{ nm}$, y 10 veces más que para $\lambda = 310 \text{ nm}$.

El espesor de difusión en una atmósfera sin nubes es mucho mayor para λ de la UV-B que en la región de luz visible. Así pues, la absorción por el ozono troposférico es un factor importante que lleva a un mayor decrecimiento de la irradianza UV en la superficie con el aumento del espesor de las nubes.

Como consecuencia tenemos que un cielo parcialmente cubierto de nubes, que bloquea la radiación solar directa, disminuye el flujo de la luz visible en un grado mayor que el flujo de la UV recibida en la tierra.

Y para períodos suficientemente largos que permitan medir estas fluctuaciones de cielos parcialmente cubiertos, la disminución del flujo UV recibido y de la radiación solar será similar a la predicha por una cobertura de nubes de espesor apropiado.

Por otra parte, el ozono troposférico absorbe la radiación UV de un modo más eficiente que el O_3 estratosférico, debido a que el flujo recorre un camino más largo en la atmósfera por causa de la difusión de Rayleigh y de las partículas; todo lo cual hace que una mayor parte de la radiación global se vuelva difusa (Bruhel y Grutzen, 1989). El hecho de que el O_3 troposférico sea menos eficiente para absorber O_3 , para pequeñas elevaciones solares, se debe a que la difracción de la radiación UV-B tiene lugar entonces en la estratosfera, y por el contrario para pequeños ángulos cenitales (i.e. hacia el medio día solar).

Por lo general se da una anticorrelación entre el flujo de UV-B que alcanza la tierra y el total del ozono, con mayor pendiente para ángulos cenitales pequeños (Prasad, 1992). Los componentes directos y difusos del flujo global de UV-B son casi iguales (50%) (Kallias y Baquer, 1984) hacia el medio día; aumentando el componente difuso (con disminución del componente directo) para pequeñas elevaciones solares.

Los principales modificantes de la radiación UV-A incidente sobre la superficie terrestre son el ozono atmosférico, la turbiedad, las nubes y el albedo de la superficie (Nagaraja, 1984). La irradianza UV de la banda ancha (UVA,B) es relativamente más sensitiva a los cambios de la turbiedad atmosférica y del albedo de la superficie que a los cambios del ozono en la columna vertical atmosférica. Las dos primeras son factores negativos del componente directo, mientras las nubes favorecen el componente difuso del flujo UV. La turbiedad aumenta la difusión para las longitudes de onda menores, como en la radiación UV - B.

8. Mediciones y monitoreo de la radiación UV.

El medidor de la radiación UV-A procedente del sol y de la atmósfera debe tener su pico de sensibilidad alrededor de la longitud de onda de 360 nm.

Por debajo de $\lambda = 400$ nm, la radiación solar no sufre cambios en la región UV - A, pero es absorbida drásticamente en la región de la UV - B. La capa de ozono en la estratosfera, se comporta como un filtro muy efectivo y cortante para $\lambda < 330$ nm. Apenas es medible la radiación solar por debajo de $\lambda = 290$ nm y así la radiación UV - C no llega a la superficie terrestre. La absorción espectral de la radiación UVB está expresada para el componente directo según $I_{\lambda} = I_{0\lambda} 10^{-ax}$ (Smithsonian Meteorological Tables, 1984) Fig. 5, donde $I_{0\lambda}$ es la intensidad incidente del haz solar para la longitud de onda λ , I_{λ} es la intensidad saliente de una capa de O_3 con x cms. de espesor y a el coeficiente de absorción.

La "dañina" radiación ultravioleta (DUV), denominada así por Cutchis en 1980 (Cutchis, 1980), presenta su longitud de onda más eficiente en la región espectral solar de 306 nm y puede ser determinada con un medidor UV-B de banda estrecha que tenga su pico de sensibilidad en ese intervalo espectral (i.e. dentro de la región UV-B).

Así pues, se define DUV como la radiación $UV_{n\lambda}$ multiplicada por el espectro activo de la curva ACGIH-NIOSH (ACGIH, 1978) de relativa eficiencia espectral; la cual es una curva representativa del severo umbral UV como valor límite espectral (eritema, fotoconjuntivitis, etc.).

Luego, la irradianza de la eritema solar puede ser estimada de la irradianza DUV, ya que la irradianza espectral de la eritema solar alcanza su pico a la misma longitud de onda que la irradianza espectral de la DUV solar y su curva espectral es la misma, si bien se extiende más allá de $\lambda = 330$ nm.

La integrada irradianza eritema tiene las unidades (W/m²) como la Irradianza DUV, sólo que su valor absoluto es de 3.5 a 4.5 veces el de la irradianza integrada DUV (Wester, 1983). Como ejemplo del flujo de UV presentamos los niveles naturales de irradianza UV en Estocolmo, Suecia.

Max - UVA (315 - 400)nm \rightarrow 50w/ m²
(con un sol normal en verano)

Max - UVB (<315) nm \rightarrow 1w/ m²
(\approx 2% de UVA)

Max - DUV (315 - 400) nm \rightarrow (20 - 25)w/m²

Máxima irradianza eritema estándar \rightarrow 0.1 w/m² (\sim 1.7 MED/hr).

De acuerdo con Josefsson (Josefsson, 1996), para un día claro y limpio sin nubes, el nivel absoluto de la irradianza DUV a la longitud de onda (306 nm) aumenta en Suecia en un orden de magnitud entre las 8 AM y 1 PM, debido a los niveles más altos de la irradianza UVB. Por otra parte la integrada irradianza DUV es aproximadamente proporcional a la irradianza espectral alrededor de 306 nm, para cualquier situación climatológica. Luego debe darse una correlación positiva con el coeficiente de claridad atmosférica (Kt).

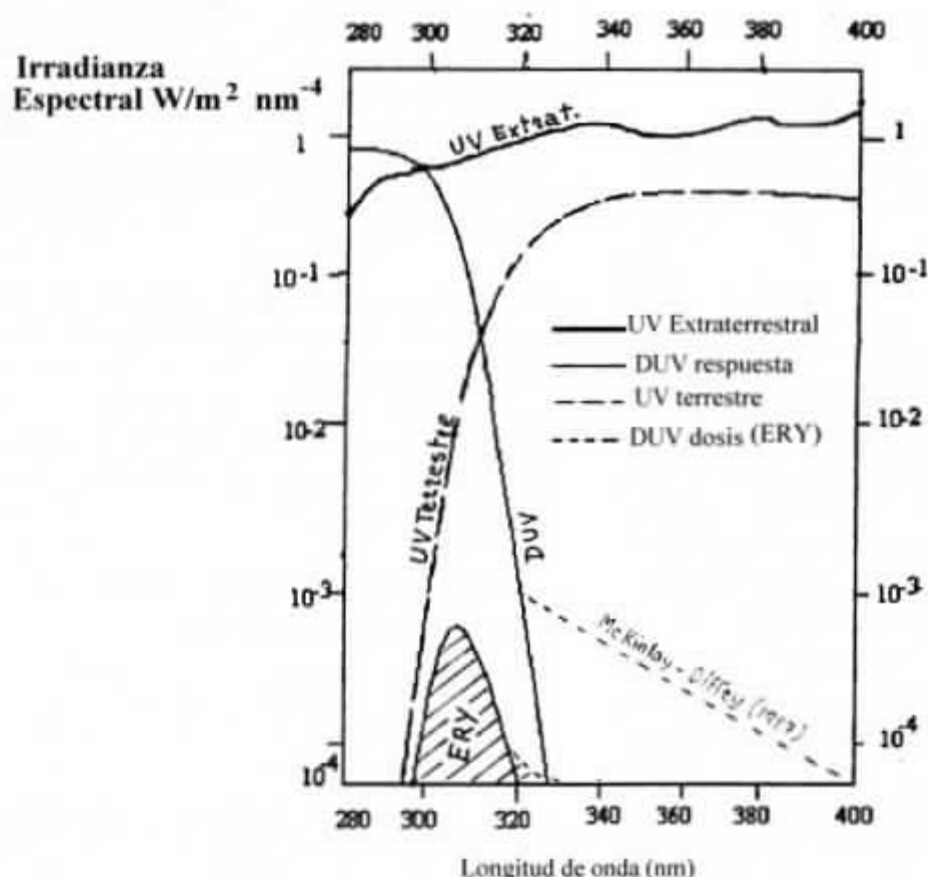


Fig. 5 (Josefsson, 1986)

En Managua, los registros de las décadas muestran que entre los 2/3 del tiempo a partir del mediodía solar, la irradiancia de la UV-B es muy constante a lo largo del año y alcanza el valor de (0.9561 ± 0.0043) de su valor diario durante los años 2000-2001.

Por otra parte, el componente difuso en la región UV-B de corta longitud de onda se incrementa notablemente con la situación de un cielo muy cubierto de nubes. Wester (1983) señala que la radiación difusa UV-B es reflejada principalmente del hemisferio celeste; con lo cual la razón (*Difusa/Global*) UV presenta un valor significativo. Según Kollias y Baquer (1984) el componente difuso UV-B es el 50 % de la intensidad global UV al mediodía.

9. Mínima Eritema Dosis (MED). Espectro de Potencia.

El sol es la fuente primordial de la vida y por tanto resulta indispensable en la tierra. Pero no toda la radiación solar es beneficiosa para los organismos vivos. Afortunadamente, los ciclos diarios de la noche nos resguardan de algunas continuas radiaciones solares que son agresivas, como lo es la radiación UV en su rango espectral de (150 - 400) nm de longitud de onda. Durante el día, la capa de ozono ejerce su acción protectora frente a los penetrantes rayos de la radiación UV.

En los seres humanos la piel es la principal receptora de la radiación UV-B, en la que es absorbida fuertemente el 50% en los primeros $4 \mu\text{m}$.

El espectro extraterrestre de la radiación solar UV contiene una compleja estructura de líneas de absorción, que están suavizadas en las Figs.1,2,5.

En la superficie terrestre el espectro global de la radiación UV reúne las componentes de la radiación UV directa y difusa. La Fig. 5 presenta el principal comportamiento espectral suavizado de la radiación solar dentro del rango (280 - 400) nm de longitud de onda. Mientras fuera de la atmósfera la radiación UVA,B crece ligeramente con λ , su espectro terrestre muestra una radiación casi nula para $\lambda < 300$ nm, debido a la absorción del ozono estratosférico y a la difusión de la UVA.

De la total energía solar extraterrestre, sólo el 7,8% corresponde al rango UVA,B (280 - 400)nm y menos del 0,2% se halla en la banda (280 - 320)nm perteneciente a la radiación UVB, responsable de la eritema solar. Por otra parte en la Fig. 5 (Josefsson,1986) observamos el espectro de la curva DUV, normalizada para 1W/m^2 en 280 nm y correspondiente a la radiación dañina de una fuente energética con longitud de onda ultravioleta en el rango señalado.

Al convolucionar en el dominio del tiempo, la efectiva dañina radiación ultravioleta (DUV) con la radiación solar UV-B en la tierra, se obtiene en el dominio de frecuencias mediante una transformada de Fourier, el producto de las transformadas espectrales respectivas $[DUV(w) * UV-B(w)]$; producto que representa el espectro de potencia efectiva ERY(w) de la Eritema Solar y centrada alrededor de $\lambda = 300$ nm, según propuso Green (1975), Fig. 5

$$ERY(w) = DUV(w) * UV-B(w) \quad (1)$$

La Mínima Eritema Dosis (MED) equivale a una energía de 210 Joules/m^2 y $1\text{Med/hr} = (210/3600)(\text{J/Sec})/\text{m}^2 = (7/120)\text{W/m}^2 = 58.33\text{mW/m}^2$ del espectro solar en la banda UV-B (280 - 315)nm.

Con objeto de estandarizar las mediciones de la radiación UV-B alrededor del mundo se suele usar el índice UV. Este índice se determina para aquella hora del día en que la intensidad de UV llegó a su pico; lo cual suele ser alrededor del mediodía solar o una hora después. El índice UV toma en consideración los factores meteorológicos y ambientales.

Para personas de piel blanca (caucásica) las categorías de exposición al sol (cuadro I) son las siguientes:

Es decir, que cuando una persona de tez blanca reciba una radiación UV-B (ejemplo: índice 3) experimentará un enrojecimiento mínimo de piel, después de una hora de exposición al sol con radiación UV-B de 1 Med. Si recibe una radiación de 151 mW/m^2 , su piel se enrojece después de $[60 \text{ min}/(151/60)] 24 \text{ min}$ de exposición.

Y si llegara a exponerse a 580 mW/m^2 de radiación UV-B, la piel se enrojecería en tan solo $(60 \text{ min}/[580/60]) 6$ minutos. Con todo conviene recordar que los efectos de la radiación UV sobre la salud tienen una secuencia acumulativa, independientemente del tipo de piel. El riesgo y daño de la salud pública frente a la radiación UV-B no es de un modo lineal sino exponencial, según el cuadrado o incluso el cubo del crecimiento de la UV-B, llegando al límite de la quema del tejido vivo.

CUADRO I

Rad. UV-B, mW/m^2	Índice UV-B	Exposición
$< 60 \equiv 1 \text{ Med/hr}$	< 3	Moderada
60 - 150	3 - 6	Alta
151 - 580	6 - 10	Muy Alta
$> 580 \geq 10 \text{ Med/hr}$	> 10	Extrema.

10. Medición de la MED en la Estación Actinométrica UCA.

En la Estación Solar Actinométrica Vadstena - UCA, los registros de la MED/hr unidades se hace mediante una sonda UV - Biometer, Model 501, de la casa Solar LightCo - USA, que tiene una resolución de 10^{-5} Med y de 1° C de temperatura a 25° C, valor medio; centrada en una longitud de onda de 295 nm.

La sonda esta controlada por un programa de VISUAL BASIC, que registra los valores medios cada 5 min entre las 5:30 AM y las 6:30 PM solares. Esto permite conocer la variabilidad de la radiación UV-B en intervalos de 5 minutos, que se integran por hora y por día.

Si bien se ha medido desde Oct./99 hasta el presente Enero /2002, la Fig. 6 presenta los valores medios de las décadas mensuales (1 - 10, 11 - 20, 21 - fin)/mes para la variable MED/hr.día de los años 2001/2. Notamos como los valores medios se mantienen mayores de 14 Med/hr.día durante la época húmeda.

El mes de Marzo contiene la década máxima de 19 unidades y Diciembre la mínima con 11 unidades.

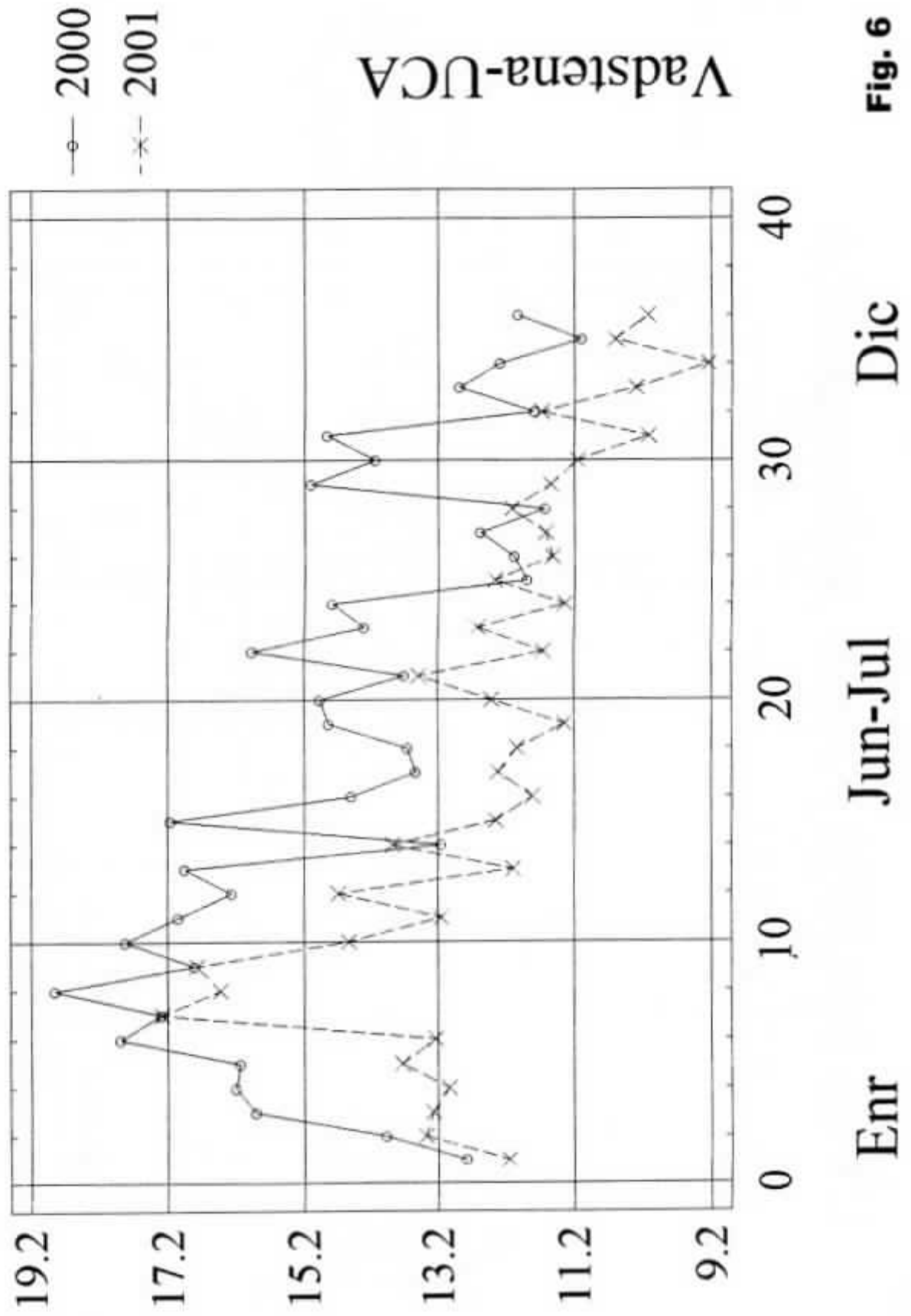
Por otra parte, la Fig. 7 correspondiente a Marzo/2000 muestra el comportamiento diario de un día limpio sin nubes (10/03/2000) y por el contrario un día totalmente cubierto (21/03/2000), cuyos valores están en la Tabla I. Apreciamos a primera vista la atenuación compuesta sobre todo por la presencia de las nubes que reducen las unidades diarias a la mitad con respecto a un día limpio y sin nubes. Hacia el mediodía, la intensidad de la UV-B alcanza su pico; mientras los 2/3 de las horas a partir del mediodía contienen el 0.956 del total diario.

El año 2000 presenta un comportamiento bien regular, cuando observamos los valores medio mensuales diarios, Figs. 8-1, 8-2, 8-3 y 8-4. Entre las 9 AM y las 16 PM la UV-B se mantiene mayor de 1 Med/hr para la estación seca, mientras durante la época húmeda lo hace entre las 9 AM y las 15 PM, ya que la cobertura de nubes aumenta por la tarde. El año 2001 presenta un 10-15 % menor de MED/hr, década a considerar más adelante.

TABLA I

Días	Horas														Σ Día
	5-6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18		
Día limpio															
10/03/2000	0.0	0.038	0.341	1.132	2.211	3.107	3.618	3.619	3.004	2.014	1.029	0.273	0.021	20.4070	
Med/hr															
Día cubierto															
21/03/2000	0.0	0.011	0.169	0.792	1.014	1.323	1.564	1.873	1.486	1.346	0.921	0.273	0.017	10.7890	
Med/hr															
Marzo	0.0	0.0385	0.341	1.041	1.864	2.581	3.136	3.124	2.546	1.764	0.9104	0.2626	0.0202	17.6325	
Med/hr															

MED / Hr en MANAGUA 2000 y 2001



UV-B MARZO - 2000 Vadstena-UCA

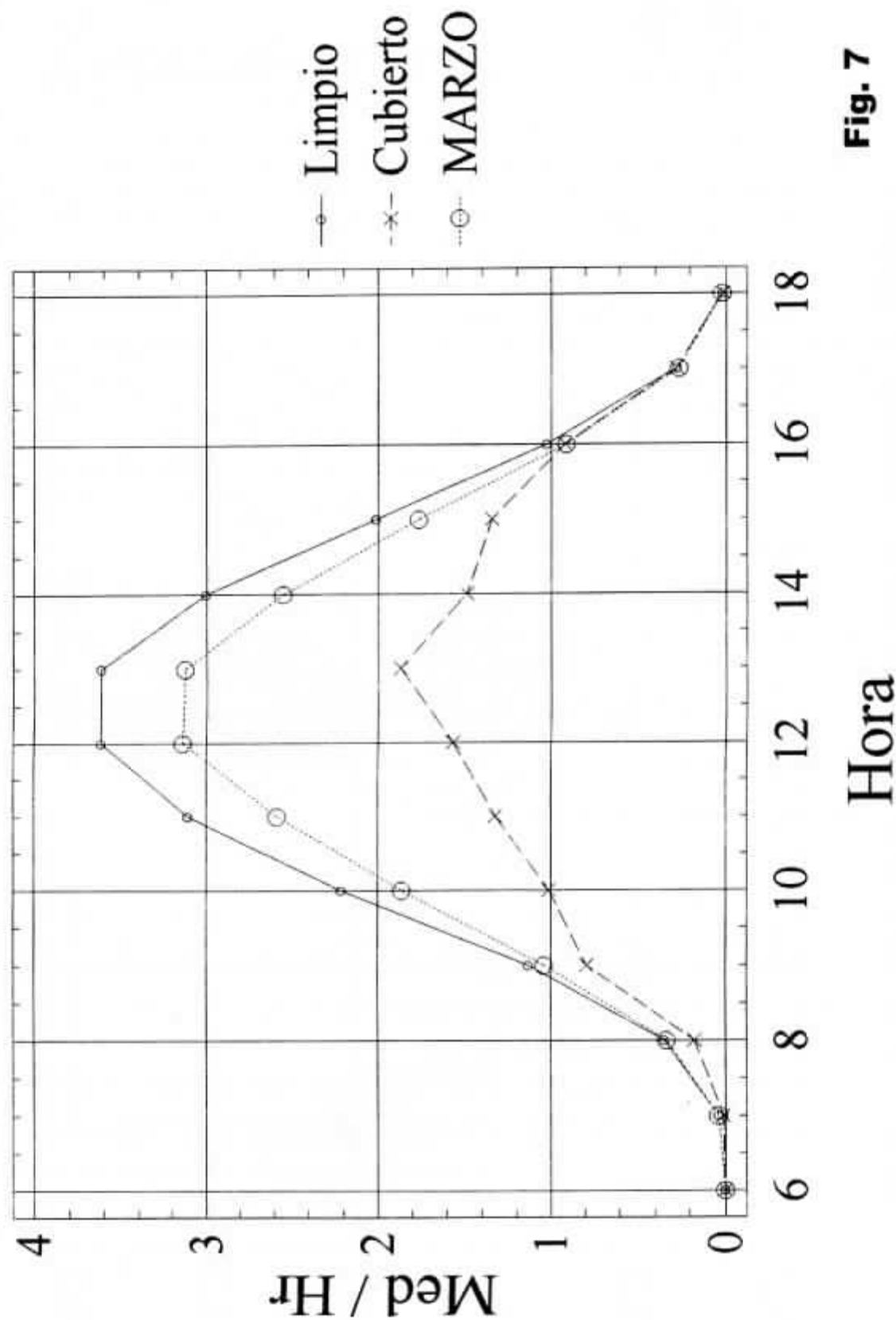


Fig. 7

UV-B 2000 Vadstena - UCA

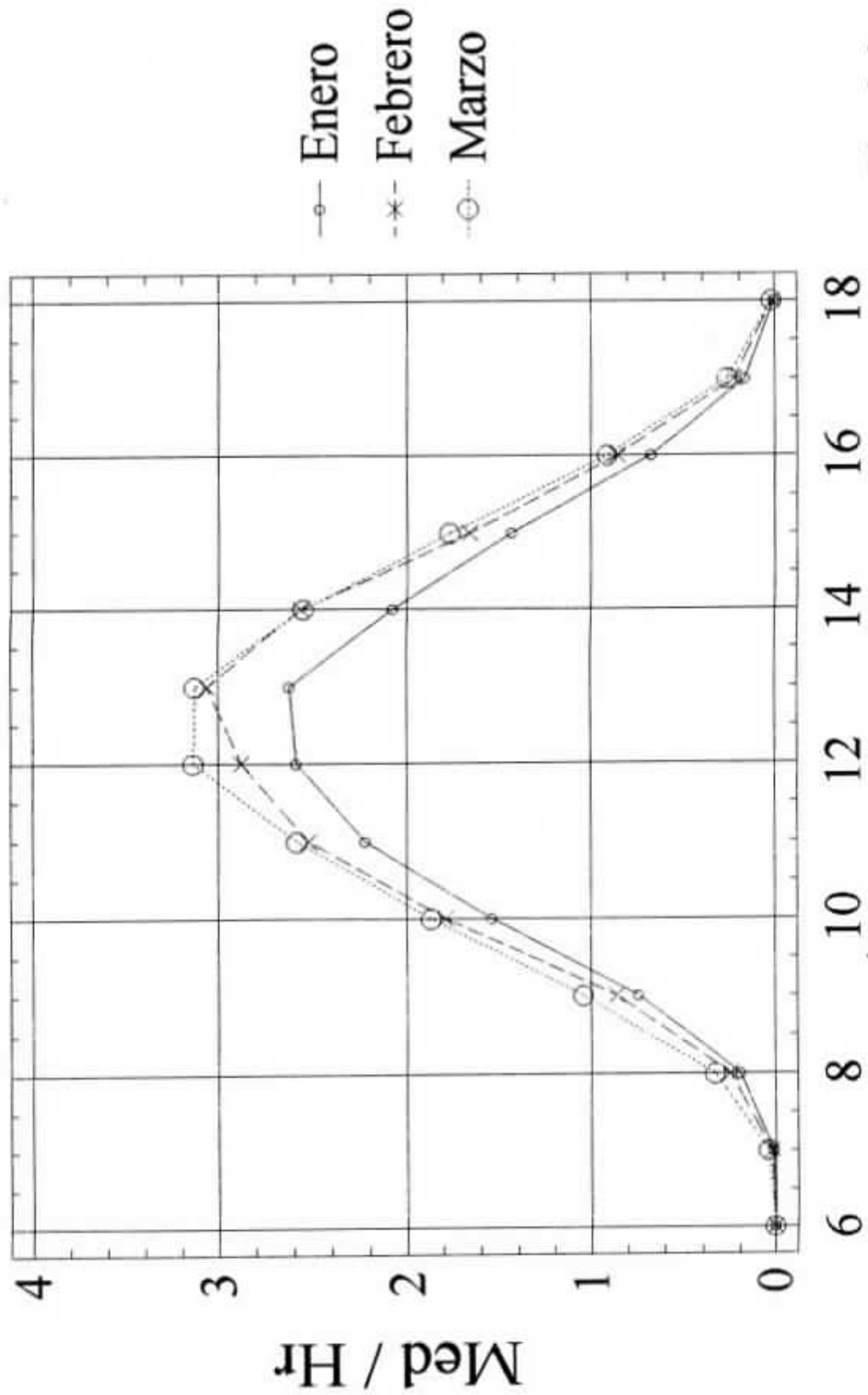
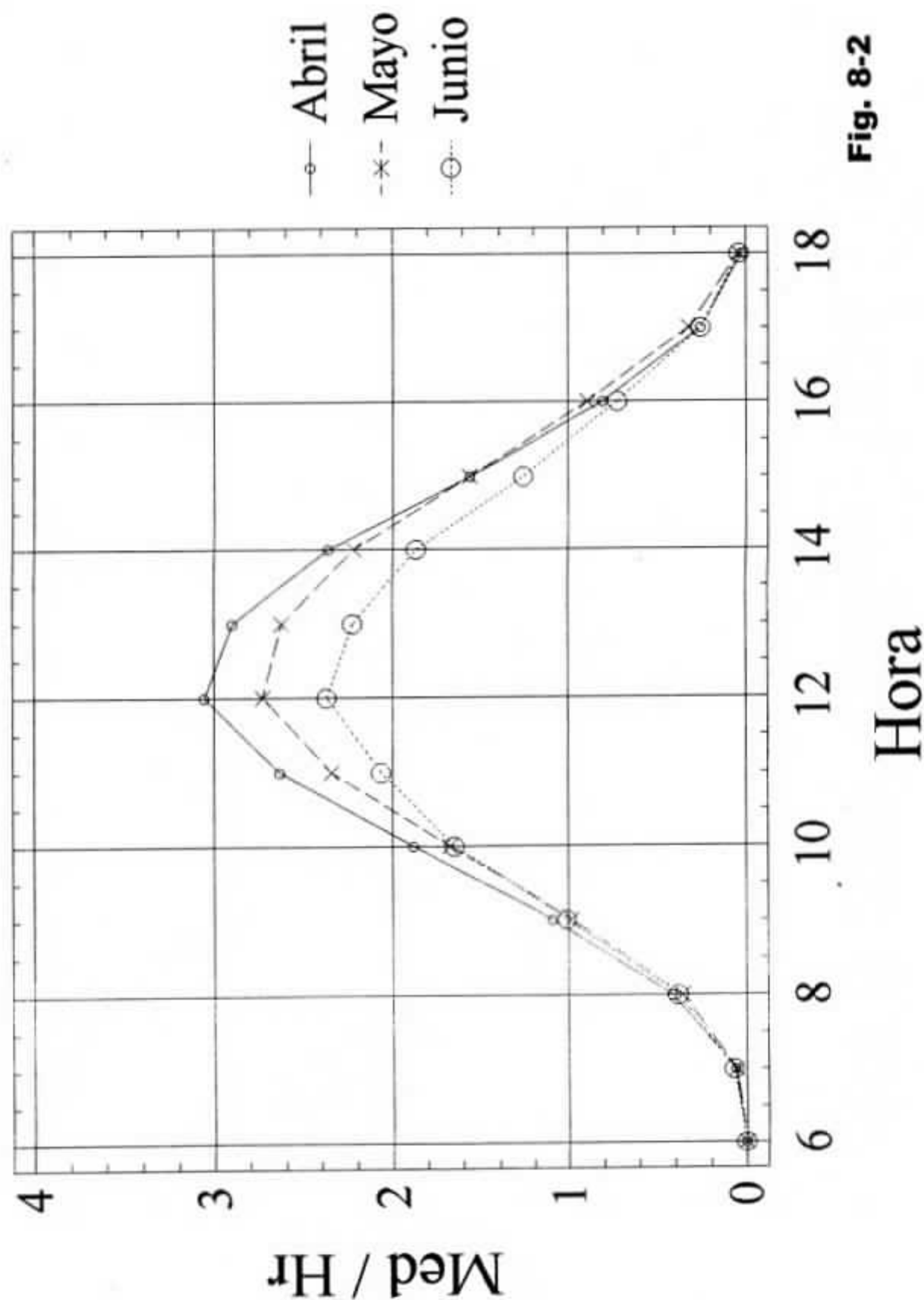


Fig. 8-1

Hora

Med / Hr

UV-B 2000 Vadstena - UCA



UV-B 2000 Vadstena - UCA

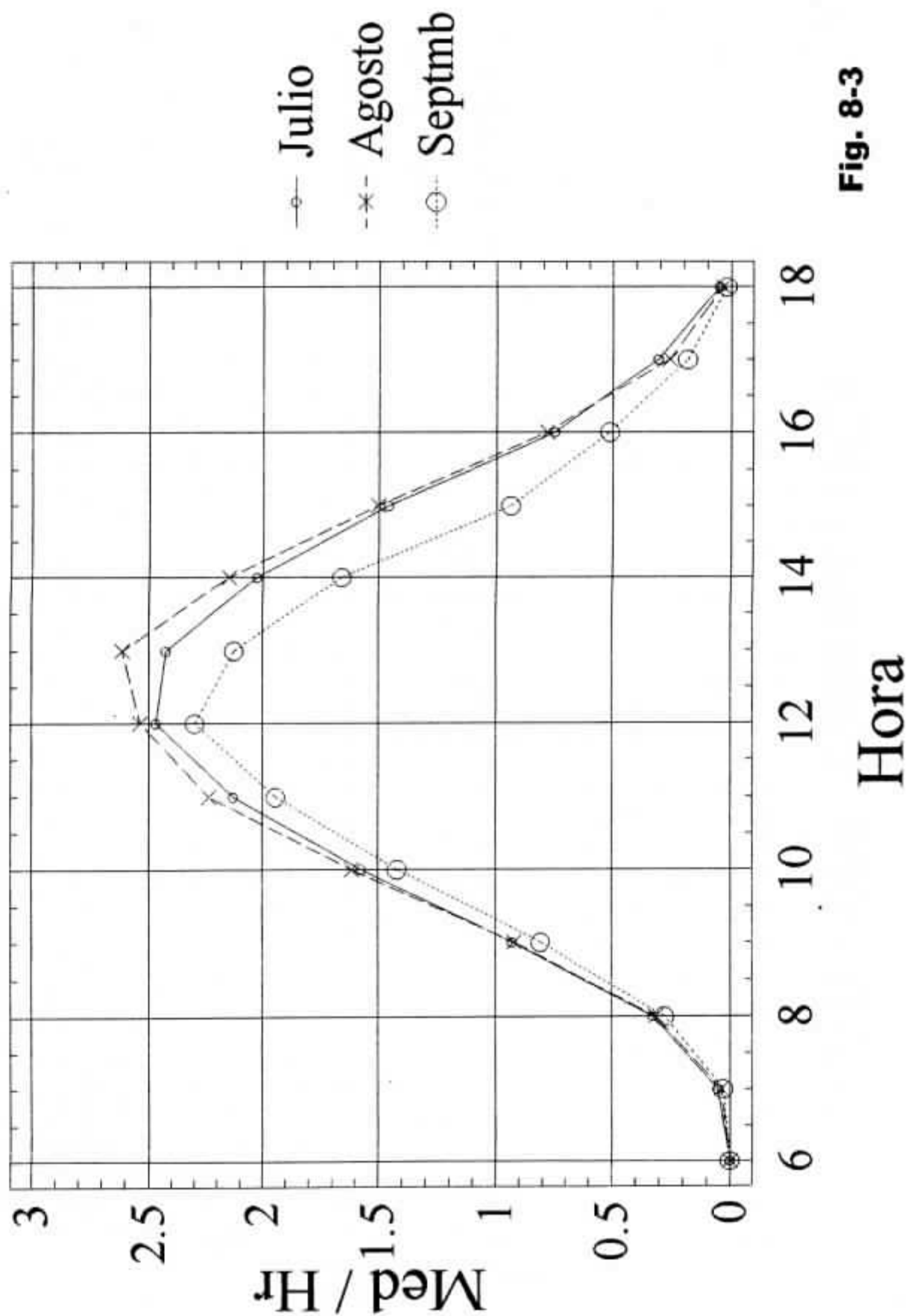


Fig. 8-3

UV-B 2000 Vadstena - UCA

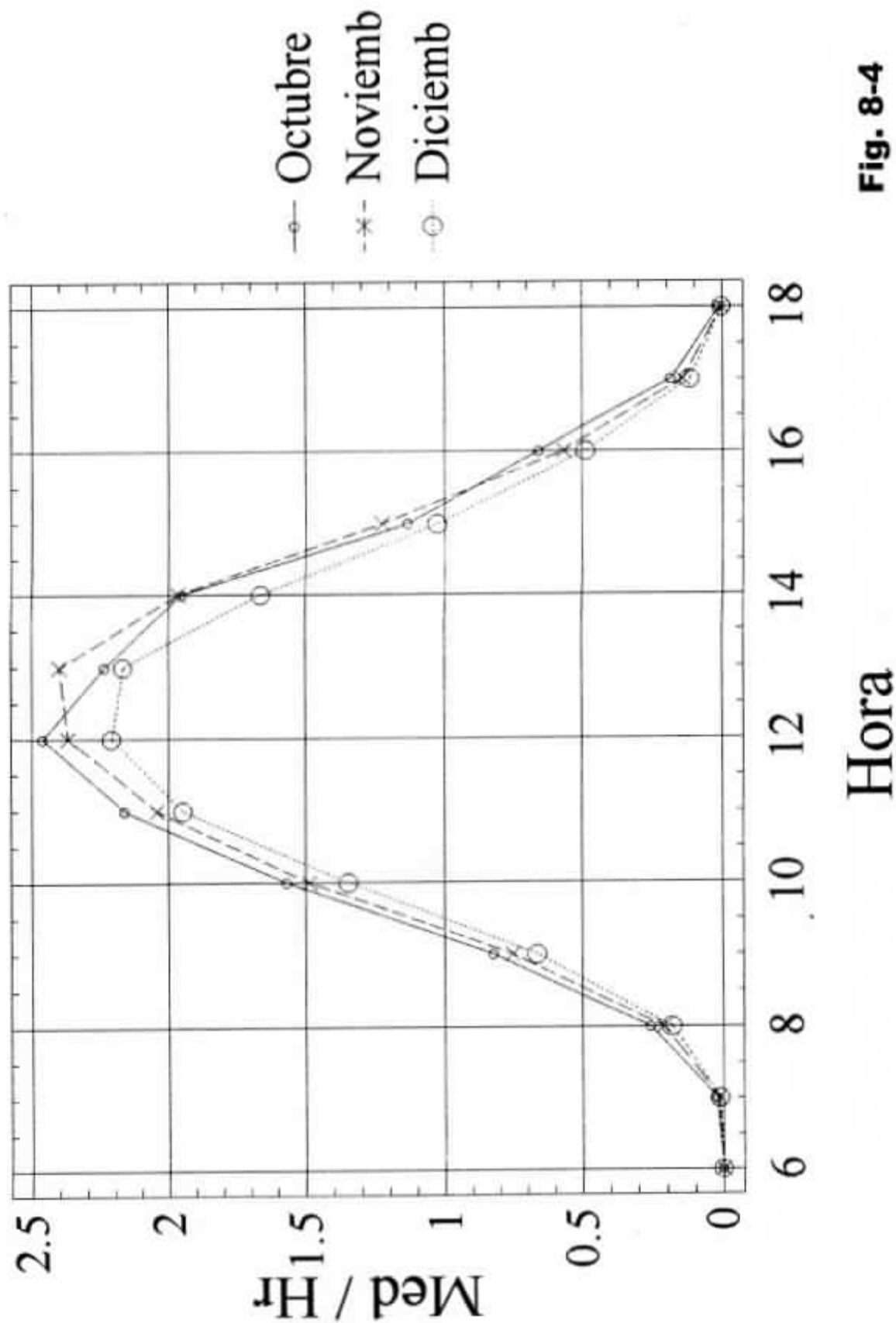


Fig. 8-4

Hora

11. Correlaciones Solares - Meteorológicas pertinentes a la MED.

La radiación UV-B se ve afectada por la claridad atmosférica ($K_t = G_{lb}/G_0$), la capa de ozono estratosférico O_3 , la altura o la elevación solar estacional (SNH al mediodía), la cobertura de nubes (NBS) y la contribución de la componente de radiación difusa (G_{lb}/G_0) que abarca también la reflexión de gases y aerosoles atmosféricos.

Así pues, consideramos como factores positivos principales diarios las variables solares de la radiación global (GLB) y difusa (KDF), que normalizamos respecto de la radiación horizontal extraterrestre, G_0 . La elevación solar estacional, representada por SNH corresponde al seno de la altura solar o coseno del ángulo cenital al mediodía, que determina el camino óptico del haz solar. Por tanto, se dará una fuerte correlación positiva entre el valor diario de la UV-B y la claridad atmosférica (G_{lb}/G_0), la altura solar (SNH), con una variable contribución de la radiación difusa (KDF/G_0).

Por otra parte, como factores decrecientes tenemos la capa de ozono estratosférico O_3 , que teniendo en los trópicos un comportamiento bien regular con un espesor máximo (U.D) al principio del verano y mínimo en el final del otoño, absorbe la UV-B calentando la atmósfera. Además, la cobertura de nubes (NBS) (Webb, Steven, 1986) (Frederick, Snell, 1990) más que el espesor de su capa reduce drásticamente la incidente radiación UVB.

Ya que la variación diaria de la medida UV-B, expresada por medio de las mediciones de MED, puede ser considerable según el clima del lugar en consideración, nos ha parecido bien analizar los valores medios de las diversas variables por décadas mensuales (1-10, 11-20, 21- fin), que constituyen muestras

de 36 valores anuales con un significativo valor estadístico.

a. Radiación Global, Directa y Difusa

Así pues, consideremos la coherencia entre los valores de las diversas variables de interés por medio de correlaciones que confirmen la calidad de los datos registrados.

Como correlación solar fundamental tendremos la radiación global horizontal en función del haz solar y del componente difuso.

Al medir la radiación difusa con un aro-sombra, debemos corregirla según la década mensual en cuanto a radiación isotrópica y además por un factor ($\cong 1.1$) para tener en cuenta su comportamiento anisotrópico (Batlles, Olmo, Alados, Arboledas, 1995; Steven, 1984)

Todo ello está expresado en la siguiente relación diaria:

$$G_{lb} = [\text{Direct Horizont}] + k_{anispt} * [KDF] \quad (2)$$

Recordando que el 90% de la radiación global diaria se da dentro de los 2/3 de hrs a partir del mediodía, y que la radiación directa hrs diaria sigue una curva más rectangular que la senoidal de la radiación global, tenemos para Managua la correlación por década para el año 2000=

$$\overline{G_{lb}} = 1.02579 * [0.725 * NIP * SNH] + 1.00385 * [1.10 * KDF] \quad (3)$$

con un coeficiente R^2 ajustado = 99.9783% y error estándar = 81.766 Whr/m^2 , día mientras para el año 2001 se obtiene=

$$\overline{G_{lb}} = 1.04086 [0.725 * NIP * SNH] + 0.996494 * [1.10 * KDF] \quad (4)$$

un R^2 adj $\cong 99.99671\%$ y error estándar = 102.395 Whr/m^2 día

El rastreador solar con su pirheliometro NIP registra la radiación directa o el haz solar sobre una superficie normal al haz; la altura solar (SNH) es el factor que ayuda a obtener su componente directo horizontal y 0.725 compensa experimentalmente la curva rectangular diaria respecto al mediodía.

Así pues, observamos en (3) y (4) que los datos registrados por las tres sondas global, directa y difusa satisfacen plenamente la expresión general (2) en la que teóricamente los coeficiente son la unidad, con un error del $\pm 4\%$ dentro de la precisión de los instrumentos y mediciones.

b. Claridad Atmosférica y Altura Solar

La importancia de la elevación solar, SNH al mediodía vuelve a estimarse en la nueva correlación de la claridad atmosférica (López, 1994) a saber:

Para la décadas del año 2000

$$[Glb/Go] = 0.43926 * [S1/So] * SNH + 1.47117 * SNH^2 - 1.17949 * SNH^3 \quad (5)$$

con $R^2 \text{ adj} = 99.9081\%$ y error estándar = 0.017160

mientras para las décadas del 2001=

$$[Glb/Go] = 0.455087 * [S1/So] * SNH + 1.44626 * SNH^2 - 1.1589 * SNH^3 \quad (6)$$

Con $R^2 \text{ adj} = 99.9725\%$ y error estándar = 0.009514

De (5) y (6) obtenemos una máxima claridad atmosférica, de 0.7309 en el año 2000 y de 0.7424 en el 2001, para el cielo de Managua; donde S1 es el brillo solar con umbral (120 W/m_2) y So son las posibles horas solares.

c. Días limpios

La radiación UV-B global recibida en la superficie terrestre está formada de un componente directo y de otro difuso.

Cuanto más limpia y clara sea la atmósfera se recibirá una mayor irradianza de energía solar a lo largo de su espectro. Por tanto, en el rango de las longitudes de onda correspondiente a la radiación UV ambas componentes directos y difuso aumentarán, pero no de un mismo modo proporcional. Como la radiación UV-B es de carácter más difuso que la directa (Sellers, 1969), no debemos esperar un comportamiento regular, como ocurre con la luz visible. Por otra parte, la radiación UV está muy relacionada con la actividad de las manchas solares, que tuvo un máximo en el año 2000. Un aumento de la radiación UV está acompañado por un calentamiento anormal de la estratosfera tropical y de la ionosfera.

Así Webb y Steven (1986) en los "días limpios" (i.e. prácticamente sin nubes) presentan para los datos en el Reino Unido una fuerte correlación entre la razón UVB/Global con la elevación solar. También en Managua, con una atmósfera tropical, los 92 días limpios durante los años 2000-1 presentan una razón MED/GLB fuertemente dependiente de la altura solar al mediodía (SNHmd).

Incluso con la presencia de nubes se obtiene una fuerte correlación entre MED y las variables SNHmd y NBS, a saber:

$$MED = A * SNHmd + B * NBS \quad (7)$$

Para las 72 décadas de los años 2000-1;

$$MED = 20.4077 * SNH - 9.97837 * NBS \quad (8)$$

con $R^2 \text{ adj} = 99.1242\%$ y error estándar = 1.29904

d. Radiación Difusa

Por otra parte, a una menor longitud de onda, UV-B, en el espectro solar el componente difuso será mayoritario frente a las partículas y polvo de aerosoles, entre la parte inferior de la estratosfera y toda la troposfera ; y aún más si se da presencia de nubes que reducen la radiación directa aumentando la difusión a medida que la elevación solar disminuye (Bruhel, Cruzen, 1989; Fishman, Larsen, 1987; Prasad, 1992).

Según (Sellers, 1969) el albedo de la radiación UV depende poco de la elevación solar ya que esta radiación proviene del cielo más como radiación difusa que como radiación directa del sol. Por lo cual, al mediodía el componente difuso de la radiación UV puede alcanzar el 50% de la radiación UV global.

Por tanto, con este complicado mecanismo de atenuación y difusión de la UV en la troposfera, le corresponde a MED una considerable contribución positiva del coeficiente difuso (KDF/G_0) (Vásquez, Ruiz y Pérez, 1991), el cual puede correlacionarse con la fracción del brillo solar (S_1/S_0).

Así para las décadas de los años 2000-2001, respectivamente, tenemos que KDF/G_0 se correlacionaría con S_1/S_0 y además con la cobertura de nubes:

Exp

$$(KDF / G_0) = 7.46861 (S_1 / S_0) - 13.5777 (S_1 / S_0)^2 + 7.62101 (S_1 / S_0)^3 \quad (9)$$

con R^2 adj= 99.8315% y error estándar = 0.0515

Exp

$$(KDF / G_0) = 6.51895 (S_1 / S_0) - 10.5015 (S_1 / S_0)^2 + 5.20605 (S_1 / S_0)^3 \quad (9 \text{ bis})$$

con R^2 adj= 99.9188% y error estándar = 0.0358

No es notable la diferencia entre los coeficientes de (9) y (9 bis) para la correlación de la fracción difusa ($\text{Exp}(KDF/G_0)$), pero expresan así la diferencia de la atmósfera durante el año 2000 y el 2001, la cual no se refleja en la claridad ambiental (K_t), según (5) y (6).

e. Cobertura de Nubes

Por tanto, es necesario considerar la cobertura de nubes durante cada uno de estos años. El año 2001 aparece con una ligera mayor cobertura de nubes, en coherencia con tener sólo 45 días claros frente a los 47 del 2000.

Los principales factores atenuantes de la UV son la capa de ozono y en primer lugar está la cobertura de nubes, pues la cobertura total del hemisferio decrece los registros globales de MED hasta en un 50% con respecto al del día limpio, a pesar del aumento considerable que recibe el componente de radiación difusa (KDF) en estas condiciones atmosféricas.

Resumiendo lo dicho hasta ahora, tenemos que la disminución de la UVB o MED durante el 2001 con respecto al 2000 lo observamos en la Tabla II, donde Δ es el porcentaje diferencial del año 2001 con respecto al 2000.

TABLA II

MED/hr. década

MED	Enr 1-10	11-20	21-31	Feb 1-10	11-20	21-28	Mar 1-10	11-20	21-31	Abr 1-10	11-20	21-31	Σ
2000	12,7873	13,9770	15,8868	16,1726	16,1127	17,8929	17,2988	18,8456	16,8045	17,8157	17,0425	16,2545	196,8909
2001	12,1585	13,3898	13,2742	13,0334	13,2294	13,2486	17,2838	16,4158	16,7670	14,5348	17,6043	14,6941	173,1237
$\Delta \%$	-4,9174	-4,2012	-16,4451	-19,4106	-14,7914	-26,0120	-0,0867	-12,8932	-0,2232	-18,4158	-14,3066	-9,5998	-12,0713%

MED	May 1-10	11-20	21-31	Jun 1-10	11-20	21-30	Jul 1-10	11-20	21-31	Agt 1-10	11-20	21-31	Σ
2000	16,9468	13,1531	17,1585	14,4995	13,5360	13,6610	14,8409	14,9670	13,7035	15,9432	14,3067	14,7848	177,5010
2001	12,1040	13,8707	12,3710	11,8188	12,3338	12,0634	11,3527	12,4272	13,4924	11,6606	12,6335	11,3472	147,4753
$\Delta \%$	-28,5765	+3,4558	-27,9016	-18,4882	-8,8815	-11,6946	-23,5040	-16,9693	-1,5405	-26,8616	-11,6952	-23,2509	-16,9158%

MED	Sep 1-10	11-20	21-30	Oct. 1-10	11-20	21-31	Nov 1-10	11-20	21-30	Dic 1-10	11-20	21-31	Σ
2000	11,8975	12,0936	12,5922	11,6329	15,1023	14,1383	14,8537	11,7859	12,8976	12,3048	11,1022	12,0307	152,4353
2001	12,3783	11,5305	11,6244	12,1289	11,5554	11,1552	10,1375	11,6883	10,3224	9,2547	10,6062	10,1465	132,5283
$\Delta / 2000$	+4,0412	-4,6562	-7,6857	+4,2638	-23,4858	-21,0994	-23,5040	-0,8281	-19,9665	-24,8099	-4,4676	-15,6616	-13,0593

Totales anuales (2000)=5354,8859 Med

Med(2001)=4578,6655

 $\Delta = -12,8684\%$

Cobertura de Nubes (Nbs. décadas)

	Enr 1-10	11-20	21-31	Feb 1-10	11-20	21-28	Mar 1-10	11-20	21-31	Abr 1-10	11-20	21-30	Σ
2000	0,4708	0,3583	0,1856	0,4292	0,4250	0,1667	0,4917	0,3708	0,3674	0,3250	0,4083	0,4708	4,4696
2001	0,4958	0,3333	0,3712	0,5583	0,4500	0,7031	0,0708	0,2833	0,2500	0,4375	0,5292	0,4000	4,8825
$\Delta \%$	+5,3101	-6,9774	+100%	+30,0792	+5,8824	+321,775	-85,6009	-23,5976	-31,9543	+34,6154	+29,6105	-17,3402	+9,2380

	May 1-10	11-20	21-31	Jun 1-10	11-20	21-30	Jul 1-10	11-20	21-31	Agt 1-10	11-20	21-31	Σ
2000	0,5292	0,7000	0,5720	0,6625	0,7458	0,7883	0,5958	0,6958	0,7235	0,7083	0,7333	0,6515	8,1060
2001	0,4968	0,6125	0,7992	0,7958	0,6625	0,6542	0,7417	0,7125	0,6477	0,7375	0,7458	0,8625	8,4687
$\Delta \%$	-6,1224	-12,5000	+39,7203	+20,1208	-12,2284	-17,0113	+24,4881	+2,4001	-10,4768	+4,1225	+1,7046	+32,3868	+4,4745

	Spt 1-10	11-20	21-30	Oct. 1-10	11-20	21-31	Nov 1-10	11-20	21-30	Dec 1-10	11-20	21-31	Σ
2000	0,8000	0,7375	0,7667	0,6958	0,5000	0,5189	0,4375	0,6000	0,4250	0,3792	0,6000	0,2955	6,7561
2001	0,6958	0,7292	0,7542	0,6125	0,6375	0,7424	0,6708	0,3792	0,5097	0,5250	0,4500	0,6364	7,3427
$\Delta \%$	-13,0250	-1,1254	-1,6304	-1,1972	+27,5000	+43,0719	+53,3257	-36,8000	+19,9294	+38,4494	-25,0000	+115,3638	+7,9889

Rad. Difusa (KDF/Go.década)

KDF/Go	Enr 1-10	11-20	21-31	Feb 1-10	11-20	21-28	Mar 1-10	11-20	21-31	Abr 1-10	11-20	21-30	Σ
2000	0.1887	0.1542	0.1295	0.1986	0.1912	0.1379	0.2282	0.1914	0.2032	0.1949	0.2229	0.2301	2.2707
2001	0.1704	0.1373	0.1679	0.1995	0.2141	0.2605	0.1137	0.1734	0.1612	0.2054	0.2088	0.1980	2.2110
Δ %	-9.6979	-10.9598	+29.7527	+0.4532	+11.9770	+88.9050	-50.1753	-9.4044	-20.6693	+5.3874	-6.3257	-13.9505	-2.668%
	Ma 1-10	11-20	21-31	Jun 1-10	11-20	21-30	Jul 1-10	11-20	21-31	Agt 1-10	11-20	21-31	Σ
2000	0.2439	0.2406	0.2395	0.2603	0.2750	0.3064	0.2791	0.2350	0.2408	0.2350	0.2423	0.2161	3.0140
2001	0.2374	0.2506	0.2337	0.2754	0.2427	0.2434	0.2486	0.2461	0.2134	0.2515	0.2421	0.2332	2.9181
Δ %	-2.6650	+4.1563	-2.3810	+5.8010	-11.7435	-20.5614	-10.9280	+4.6789	-11.3787	+7.0213	-0.0825	+7.9130	-3.2083%
	Spt 1-10	11-20	21-30	Oct. 1-10	11-20	21-31	Nov 1-10	11-20	21-30	Dic 1-10	11-20	21-31	Σ
2000	0.2462	0.2192	0.2338	0.1904	0.1707	0.2014	0.1901	0.1958	0.1799	0.1457	0.2129	0.1527	2.3386
2001	0.2582	0.2189	0.2066	0.2083	0.2131	0.2513	0.2172	0.1267	0.1901	0.1696	0.1855	0.2433	2.4887
Δ %	+4.8741	-0.1369	-11.6339	+9.4013	+24.8389	+24.7766	+14.2557	-35.2911	+5.6698	+16.4036	-12.8699	+59.3320	+6.4184 %

12. Correlación de la medición de MED con variables solares y meteorológicas.

A pesar de que el interés por la posible merma del ozono en la estratosfera reside en el aumento de la intensidad de la radiación UV-B que llega a la tierra, son escasos los esfuerzos sostenidos por realmente saber qué acontece; y aún menos se sabe respecto a la real situación del ozono en los trópicos bajo la presencia de la tala de bosques, las quemadas agrícolas y las erupciones volcánicas.

De las 120 estaciones mundiales que registran datos del ozono y toman mediciones de la radiación solar UV, sólo existen unas 10 estaciones situadas en el cinturón solar de los trópicos.

Ciertamente la variabilidad de la capa de ozono debida a los gases de traza y la cobertura de nubes determinan principalmente la cantidad de UV recibida en la tierra. Con todo, la incidente radiación UV en la tierra depende también de una serie de factores como son la transparencia o claridad atmosférica (K_t), la altura solar ($\sin H$), y la presencia de los aerosoles que incrementan el componente difuso (KDF/Glb).

De paso señalamos que la UV-B aumenta entre (14 - 18)% por cada 1000 m de elevación.

Todo lo cual puede reunirse en una correlación múltiple, como veremos mas adelante, entre la radiación UV-B (en unidades MED) y la cantidad de ozono apoyada con variables meteorológicas y solares, a saber:

Estandar MED & O3/SNH 2000

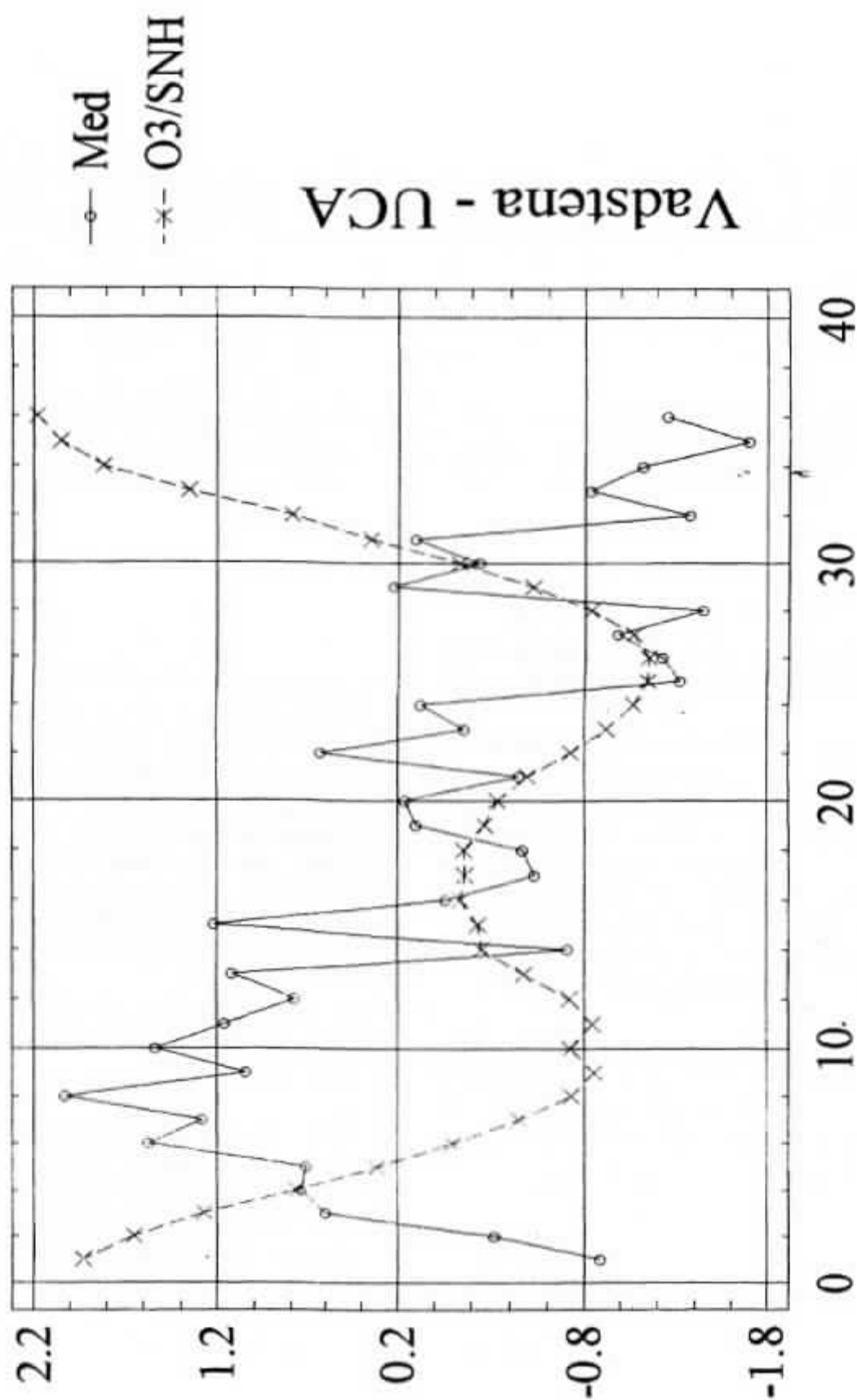


Fig. 9

Estandar MED & O3/SNH 2001

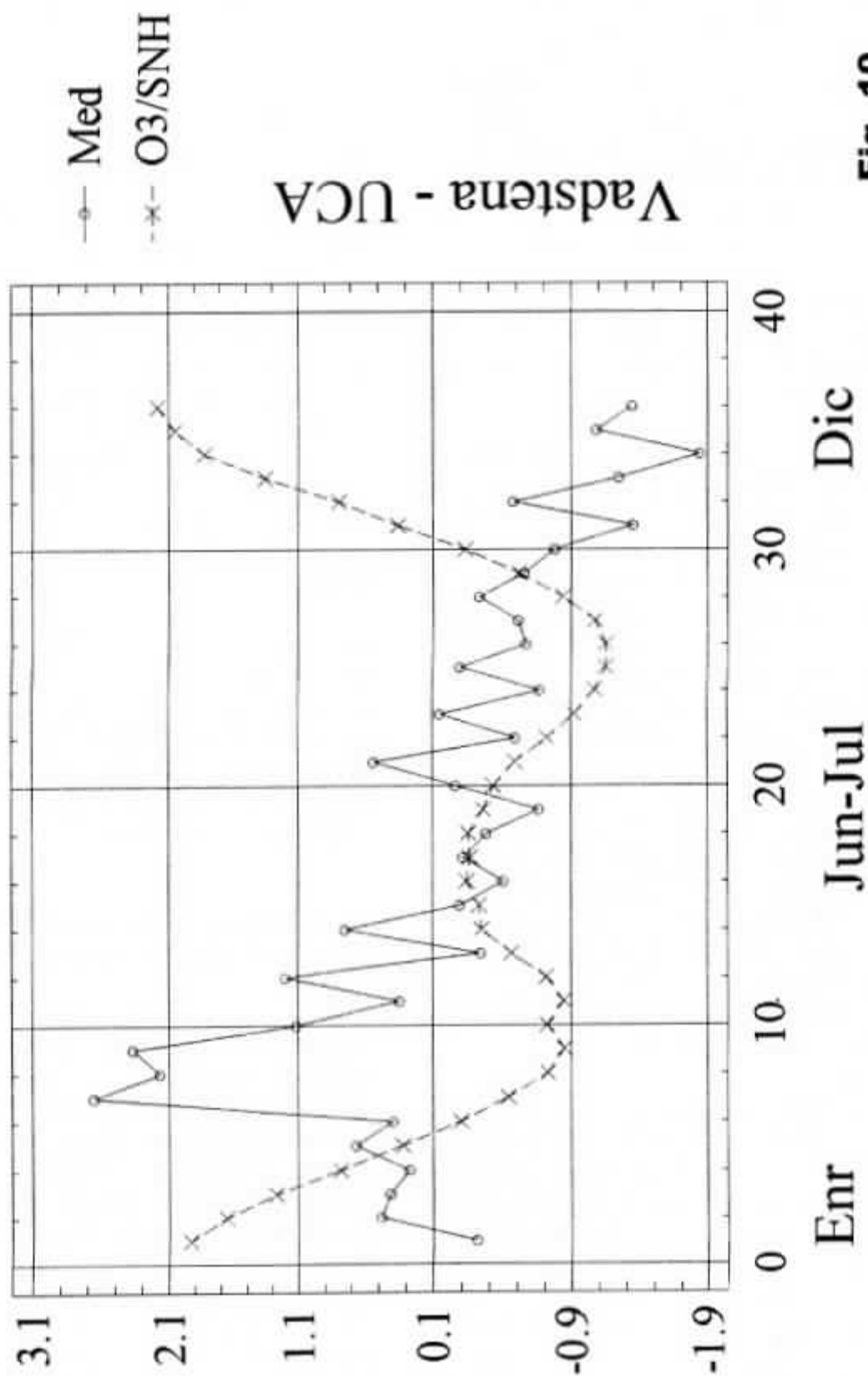


Fig. 10

$$\text{Med} = A * \text{Exp}(\text{Glb}/\text{Go}) + B * (\text{O}_3/\text{SinH}) + C * \text{Nbs} + D * \text{Exp}(\text{KDF}/\text{Go}) \quad (10)$$

Según Feister y Grasnick, (1992) la razón de (UV311/Glb) o razón del componente difuso de la UV-B con $\lambda=311$ nm con respecto a la radiación solar total (Glb), sufre la acción de tres factores que ejercen una influencia diaria y estacional sobre dicha razón, a saber:

1) El ozono total atmosférico, que varía de un día para otro, tiene un valor más alto durante la temporada invierno/primavera que durante el verano/otoño.

En nuestro caso, se han empleado los valores de ozono O_3 (Dobson U.) dadas por Robinson (1966) (Iqbal, 1983) divididos por sus correspondientes elevaciones solares al mediodía (SNH); y se han estandarizados las variables O_3/Snh y MED para librarlas de influencias externas. Una variable estandarizada tiene un valor medio de cero y varianza unidad:

$$\text{Var.Estand} = (\text{Var}-\text{AVG}(\text{Var}))/\text{SD}(\text{Var}). \quad (10 \text{ bis})$$

En las Fig. 9 y 10 vemos como en la época primavera/verano (décadas 10 - 24), el ozono presenta valores estandarizados positivos y negativos para las restantes décadas. Por otra parte, la variable MED se mantiene por encima del O_3/Snh para la época otoño/invierno (década 27 - 36, 1 - 9).

Es decir, que se da una correlación negativa entre el MED y la razón O_3/Snh .

2) Para bajos ángulos de la altura solar (SinH) se produce un camino óptico más largo para el haz solar. Así pues se debe esperar valores menores de (MED) durante el invierno que durante el verano del hemisferio norte. En los trópicos, la época seca y de cielos limpios corresponde al invierno/primavera y durante el verano/otoño acontecen las lluvias. Entonces, la relación (MED) estará en correlación inversa con la

presencia de nubes, Figs 11, 12 (variables estandarizadas).

3) Recordemos que la radiación global es más atenuada por el vapor de agua en la región infrarroja (IR), que por el polvo atmosférico en la región UV; luego el componente difuso de la radiación UV, respecto al global de UV, aumenta proporcionalmente con la frecuencia de nubes. Sea KDF/Glb la razón de la radiación difusa respecto a la global; al dividirla por la MED/Glb obtenemos una razón entre el componente difuso y la global de la UV: KD/MD; cuyos valores serán mayores durante la estación húmeda tropical que durante los meses secos. La Fig. 13 presenta una correlación positiva que se confirma para las nubes y KDF/Go en los años 2000-2001, (72 décadas).

Por el contrario, cuanto más transparente y limpia sea la atmósfera, expresada por el coeficiente de claridad $K_t (= \text{Glb}/\text{Go})$ tanto mayor será la radiación UV-B incidente en la superficie terrestre, Fig. 14, (72 décadas), años 2000-01. Aquí también observamos una fuerte correlación positiva.

13. Expresión de la correlación múltiple para MED y correlación estandarizada

Resumiendo las consideraciones superiores presentamos la radiación UV-B, en unidades MED/Hr. Así pues, establecemos la variable dependiente (MED) con respecto a la claridad atmosférica (K_t) y al componente difuso fraccionario (KDF/Go) en una correlación positiva. Por otra parte, la UV-B es atenuada por el ozono (O_3/SNH) y dependiente de la altura solar, así como también por la cobertura de nubes (Nbs) en una correlación negativa. Por tanto, proponemos la siguiente expresión:

$$\text{MED} = A * \text{ExpKt} + B * (10^{-3} O_3 / \text{SNH}) + C * \text{NBS} + D * \text{ExpKDF/Go} \quad (11)$$

Todo lo cual nos permite obtener la múltiple regresión para 72 décadas (2000-1) de MED:

$$\text{MED} = 4.21863 * \text{ExpKt} - 73.2225 (10^{-3} * O_3 / \text{SNh}) - 11.9919 * \text{NBS} + 25.8886 \text{Exp KDF/Go} \quad (12)$$

con un coeficiente R^2 ajustado = 99.1787% y error estándar = 1.25798

donde para MED acontece una fuerte correlación negativa entre NBS y Exp KDF/Go, como es de esperar, debido al agente predominante de la cobertura de nubes que reduce drásticamente la claridad atmosférica e incrementa considerablemente el componente difuso de radiación; con todo entre sí, Fig. 13, se correlacionan positivamente.

Como década notable aparece la 49, (1-10) Mayo/2001, que se comporta como un valor fuera de serie; durante esta década se dio una atmósfera con humos de fuego y muy difusa.

Para el año 2000, las 36 décadas de MED se correlacionan según:

$$\text{MED} = 11.1101 \text{ExpKt} - 88.70 (10^{-3} * O_3 / \text{SNh}) - 6.44902 * \text{NBS} + 17.7068 * \text{ExpKDF/Go} \quad (13)$$

con R^2 ajustado = 99.7298% y error estándar = 0.779022

correspondiendo a una distribución Weibull con $\alpha = 6.80913$ y $\beta = 13.3915$

Mientras en el año 2001 se expresa en:

$$\text{MED} = 8.40631 \text{ExpKt} - 64.918 * (10^{-3} O_3 / \text{SNh}) + 5.9333 * \text{NBS} + 14.6953 * \text{Exp Kdf/Go} \quad (14)$$

con R^2 ajustado = 99.5021% y error estándar 0.909834 y una distribución Weibull con $\alpha = 7.87349$ y $\beta = 15.5354$

En las expresiones (12), (13) y (14) resultan molestas las mediciones de los registros de Kt = (Glb/Go) y de Kd = (KDF/Go), que exigen el empleo de piranómetros. Cuando no se dispone de tales sondas solares, puede aproximarse Kt y Kd según las siguientes correlaciones, respectivamente, para los años 2000 - 2001, a saber:

$$\text{Kt} = 0.432456 * (S_1 / S_0) * \text{Snh} + 1.09219 * \text{Snh}^2 - 0.792405 * \text{Snh}^3 \quad (15)$$

con R^2 adj = 99.9375 y error estándar = 0.141513, a través de la correlación (5) ó (6); esta correlación (15) requiere solamente los registros del heliógrafo (S_1), ya que Go, S_0 y Snh (mediodía) son valores teóricos.

Por otra parte:

$$\text{Kd} = \text{KDF/Go} = 1.43882 (S_1 / S_0) - 2.54325 (S_1 / S_0)^2 + 1.24436 (S_1 / S_0)^3 \quad (16)$$

con R^2 adj = 98.4468% y error estándar = 0.0270191

que también sólo necesita el registro de S_1 con el empleo del heliógrafo. Para un cielo limpio ($S_1 / S_0 = 1$), KDF/Go = 0.13993 de acuerdo con la realidad; mientras para un día cubierto ($S_1 / S_0 = 0$) pide un KDF/Go igual a cero, si bien en la realidad será aproximadamente 0.05. Luego (15) y (16) pueden ser de gran ayuda cuando no se dispone de sondas solares.

Por otra parte, notamos mas arriba, Tabla II sección 11, que el año 2001 tuvo un 12.87% menos de MED/hr.año que el año 2000. Así pues, nos preguntamos a qué pudo ser debida esta disminución en la registrada radiación UV - B.

Para ello, estandarizamos según (10 bis) las variables de la expresión (10) obteniendo así los "coeficientes beta" de la correlación estandarizada. La ventaja de los coeficientes beta es que eliminan el problema de las diferentes unidades entre las variables de medición y reflejan el impacto relativo sobre la variable dependiente (MED) al cambiar las variables independientes en una desviación estándar, pudiendo observar cuál de las variables produce el mayor impacto.

Para el año 2000 obtenemos, en variables estandarizadas:

$$MED_{std} = 0.819092 \text{ Exp } Kt_{std} - 0.523212 (10^{-3} * O_3/SNH)_{std} - 0.380999 NBS_{std} + 0.523295 * \text{Exp } Kdf/Go_{std} \quad (17)$$

con $R^2_{\text{adjunto}} = 87.2519\%$ con error estándar = 0.357044

Y para el año 2001,

$$MED_{std} = 0.275425 \text{ Exp } Kt_{std} - 0.538309 (10^{-3} * O_3/SNH)_{std} - 0.778964 NBS_{std} + 0.320785 * \text{Exp } Kdf/Go_{std} \quad (18)$$

con $R^2_{\text{adjunto}} = 73.5516\%$ con error estándar = 0.51428

Según observamos, los coeficientes beta en las expresiones (17) y (18) tenemos que durante el año 2000, a las décadas de la UV-B registradas a través del MED, les corresponde un impacto negativo más fuerte de la razón O_3/SNH que de las nubes (NBS); mientras se da lo contrario durante las décadas del año 2001, donde se nota el gran impacto de la cobertura de nubes. Lo cual está de acuerdo con los valores NBS en la Tabla II.

Así mismo, el impacto positivo de la claridad atmosférica en el 2000 es superior a su correspondiente en el 2001; mientras aparece notable el impacto del componente difuso (KDF/Go) en ambos años considerados.

Estandar MED & NBS 2000

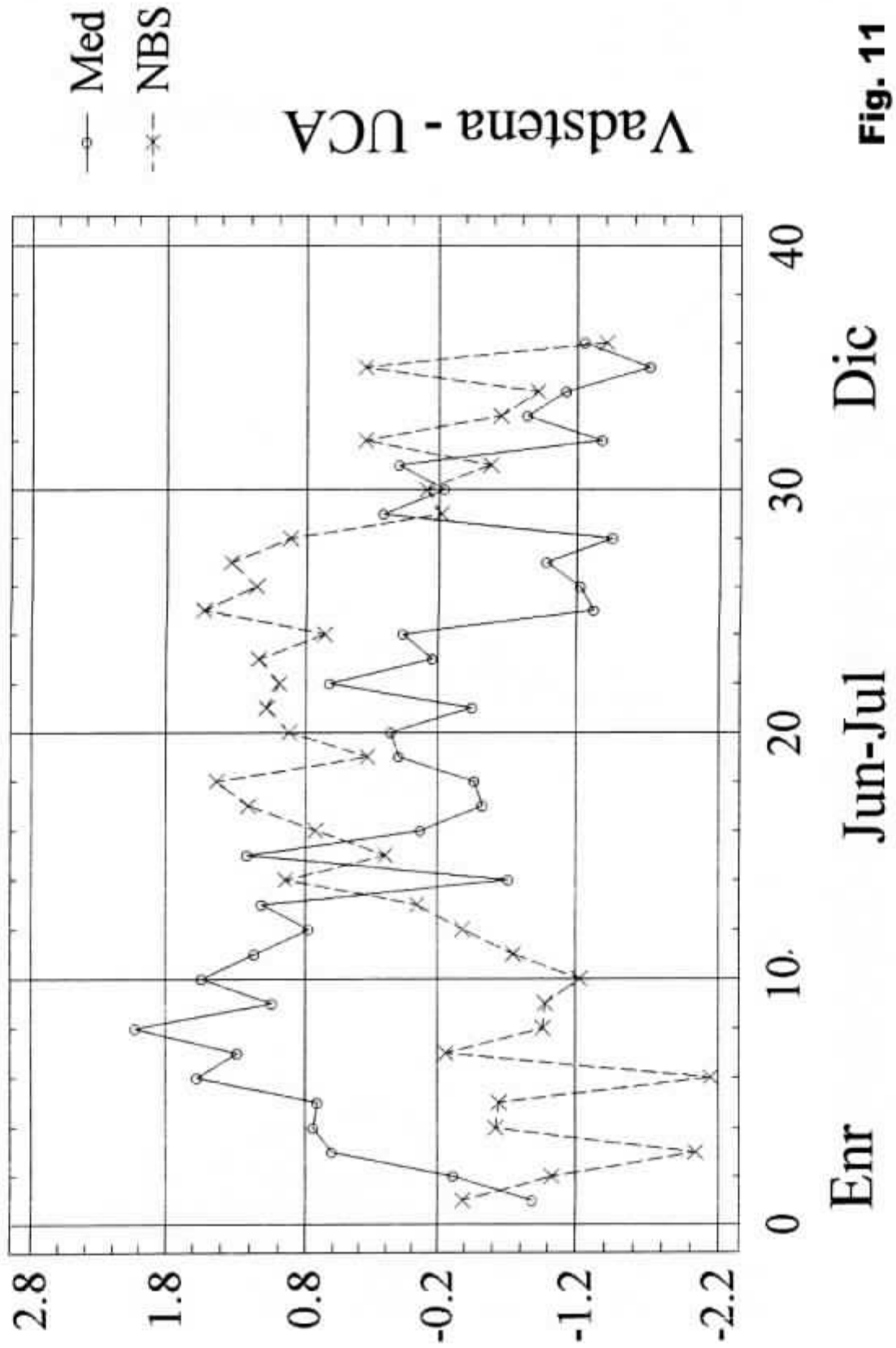


Fig. 11

Estandar MED & NBS 2001

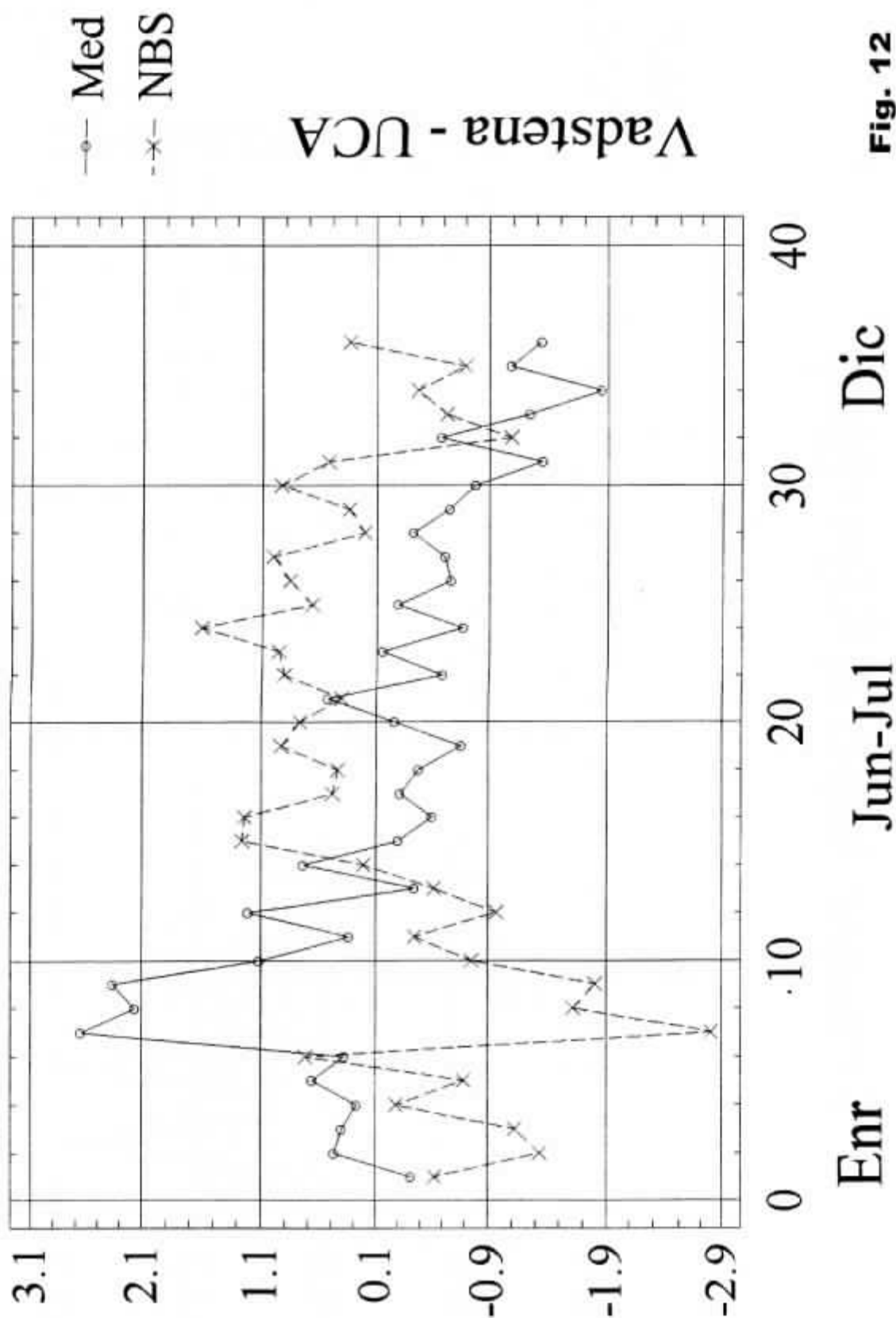
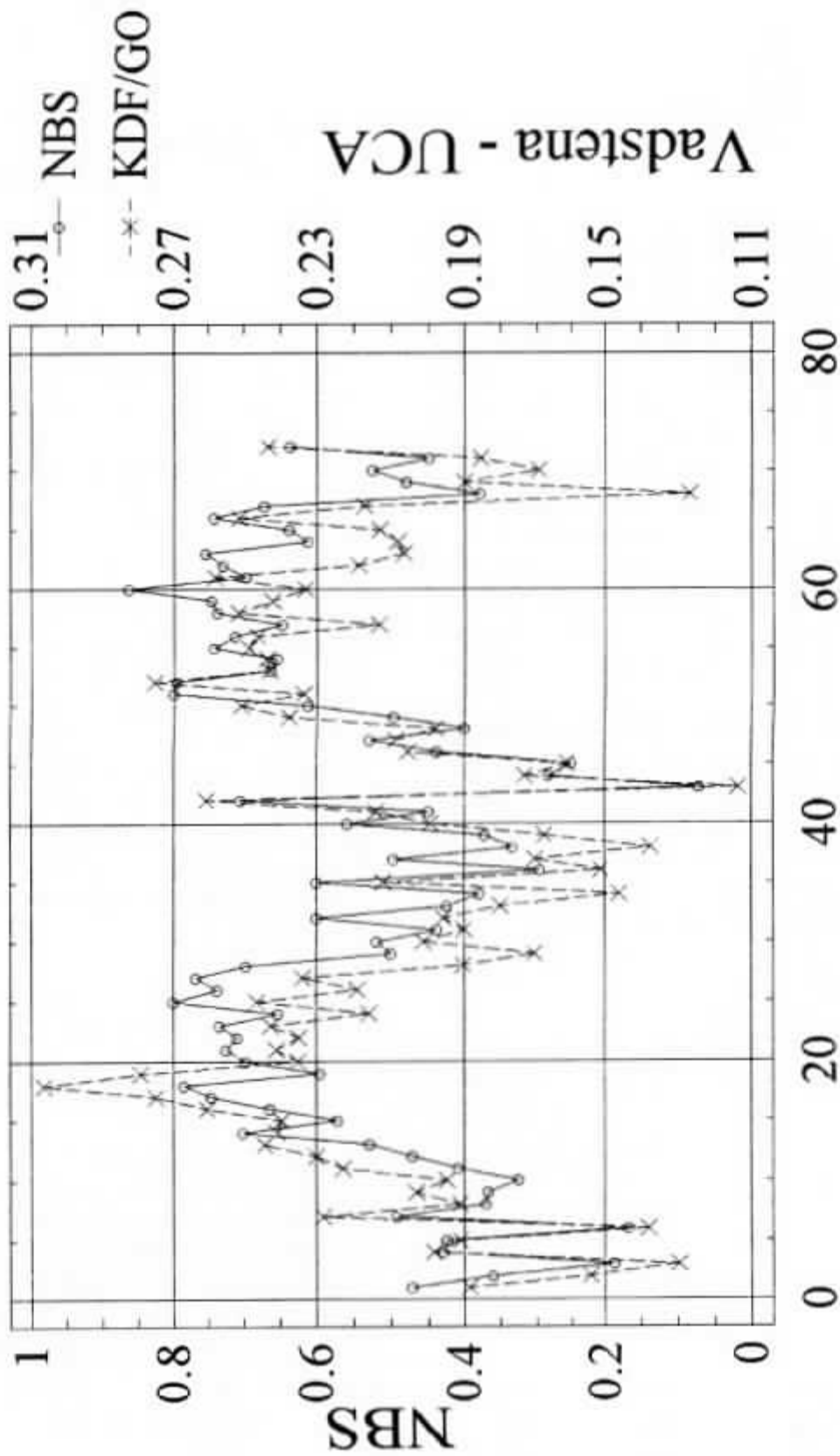


Fig. 12

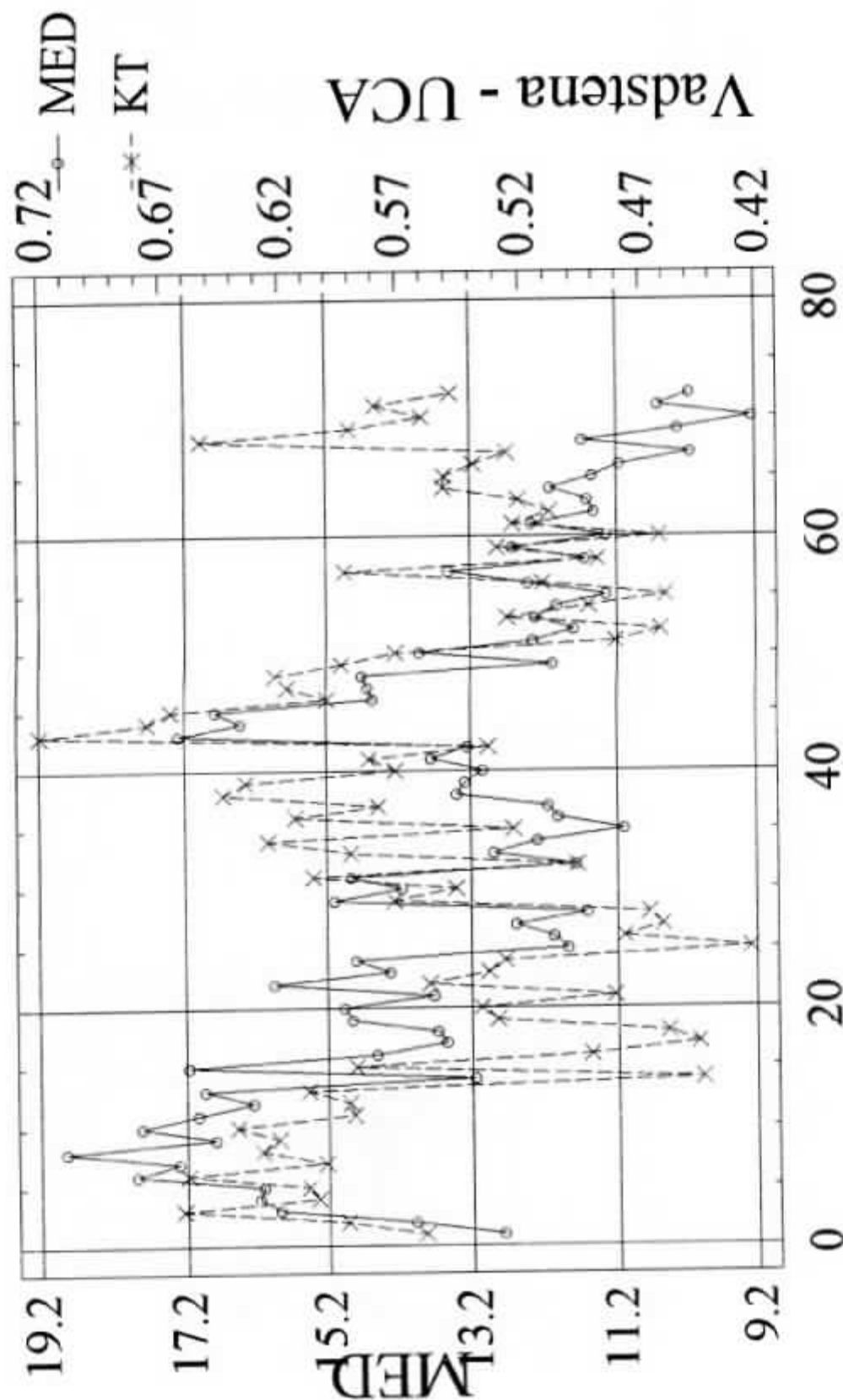
NBS & KDF/GO 2000-1



Enr Jun-JulDic-Enr Jun-Jul Dic

Fig. 13

MED & GLB/GO 2000-1



Enr Jun-JulDic-Enr Jun-Jul Dic **Fig. 14**

Conclusiones

Se han presentado los registros por décadas de los años 2000-2001 para con la intensidad de la radiación UV-B medida en Managua, a través de la Mínima Eritema Dosis (MED) en el rango de las longitudes de onda (280-320) nm de la radiación solar.

La magnitud de MED está principalmente determinada por la claridad atmosférica (Kt) y reducida predominantemente por la cobertura de nubes (NBS). La altura solar en especial al mediodía, define el comportamiento estacional y se alcanza un valor pico de 4 MED/hr en Marzo.

Por una parte, la distribución anual de la capa de ozono O_3 en la estratosfera, con sus altos valores durante la época primavera/verano, reduce la radiación UV incidente. Mientras por otra parte, el aumento del ozono troposférico, debido a las actividades antropogénicas refuerza aún más la reducción de la UV; y sobre todo con una total cobertura de nubes el valor diario de MED/hr puede disminuir hasta en un 50% con respecto a su correspondiente de un día limpio.

El complejo componente difuso representado por la razón KDF/Go contribuye notablemente a la magnitud de MED/hr registrada (ver (17) y (18)).

Los máximos valores diarios corresponden a 21 MED/hr.día, y a 19 MED/hr.década durante el mes de Marzo. Los mínimos registrados son de 6 MED/hr.día y 10 MED/hr.década en Diciembre. Los valores medios de las décadas tienen una distribución Weibull con coeficientes $6.80913 < \alpha < 7.87349$ y $13.3915 < \beta < 15.5354$ respectivamente para el año 2000 y 2001.

A partir del mediodía, el valor de MED/hr distribuido en los 2/3 del tiempo, alcanza el 96% del valor total diario, al mediar por décadas de día.

Aunque la ecuación (7) presenta un modelo sencillo solar meteorológico, la expresión (11) representa la forma general y realística de la correlación múltiple entre la radiación UV-B (MED) y las variables solares - meteorológicas que apoyan las relaciones (13) y (14); con sus respectivas (17) y (18) correlaciones estandarizadas.

Las correlaciones (15) y (16) permiten aproximar la medición de MED /hr, cuando no se dispone de piranómetro que registren la radiación global y difusa, con el empleo exclusivo de un heliógrafo.

Asimismo, se han registrado las elevadas intensidades de la Mínima Eritema Dosis en Managua, con su impacto nocivo para la salud; proveniente no sólo de la exposición directa a la radiación solar sino también en la sombra, a través del componente difuso de la radiación que ocasionan las nubes, los gases y el polvo atmosférico.

De este modo están disponibles los primeros registros de la radiación UV-B en Managua, para la realización de estudios del impacto ambiental en Nicaragua.

Agradecimientos

Después de tres años de múltiples actividades técnicas requeridas por la instalación de la sonda de UV-B, el programa del procesador de datos, los registros diarios de las mediciones y finalmente el análisis con las correlaciones solares - meteorológicas, llegamos a poder escribir este cuaderno de investigación.

Así pues, deseo expresar mi agradecimiento a la Dirección de Investigación de la UCA, que con la cooperación de la Vice Rectoría administrativa ha hecho posible llegar a feliz término.

A los ingenieros Sergio Torres y Freddy Rodríguez S.J. se debe el desarrollo de un programa en Visual BASIC que interconecta la sonda biométrica y el procesador de datos. El Lic. Juan Gómez ha cuidado la instrumentación que ha producido datos de alta calidad.

Al Dr. Adolfo López de la Fuente S.J. agradezco el apoyo continuo y la revisión del manuscrito, cuya escritura se debe a Johana Cruz.

La impresión ha sido donada por DANIDA, Agencia de Cooperación de Dinamarca.

Para todas aquellas personas que de alguna manera han contribuido a que esta investigación se hiciera realidad, mi sincero agradecimiento.

Febrero 2002

Bibliografía

- ACGIH (1978). American Conference of Governmental Industrial Hygienists. P.O. Box 1937 - Cincinnati OHIO, 45201 - USA.
- BATLLES F.J., OLMO F.J., ALADOS L., ARBOLEDAS (1995). "On Shadow and Correction Methods for Diffuse Irradiance Measurements" - Solar Energy, Vol 54, n2 pp105-11
- BRUHEL C., GRUTZEN O.P.J. (1989). "On the Disproportionate Role of Tropospheric Ozone as a Filter Against Solar UV-B Radiation - Geography R. Letters Vol 16, n° 7 pp 703 - 706.
- CICERONE R. (1994). "Fires, Atmospheric Chemistry and the Ozone Layer". Science Vol 263 pg 1203-4
- CUTCHIS P.(1980). "A Formula for Comparing Annual Damaging Ultraviolet (DUV) Radiation Doses at Tropical and Mid - Latitudes Sites."
- FEISTER U., GRASNICK K.H. (1992). "Solar UV Radiation Measurements" AT Postdam (52°22' N, 13°4' E)" - Solar Energy Vol 49, No 6, pp 541 - 548.
- FISHMAN J., LARSEN J.C. (1987). "Distribution of Total Ozone and Stratospheric Ozone in the Tropics", J. Geophys. R. Vol 92-06-pp 6627 -6634.
- FRASER. (1992). The Bulletin May 19, pp. 3455.
- FREDERICK J.E., SNELL HILARY E. (1990). "Tropospheric Influence on Solar Ultraviolet Radiation; The Role of Clouds" - Journal of Climate, Vol 3, March 373-381.
- IQBAL MED. (1983). An Introduction to Solar Radiation - Academic Press Toronto. pp 89
- JOSEFSSON W. (1996). "Five Years of Solar UV - Radiation monitoring in Sweden" RMK n° 71 - SMHI - Norrköping Sweden.
- JOSEFSSON W. (1986). "Solar Ultraviolet Radiation in Sweden "- Report N° Rmk53 - SMHI - Norrköping - Suecia. Figura modificada por McKinlay - Diffey (1987).
- KALLIAS N., BAQUER O.A. (1984). "Measurements of Solar middle Ultraviolet Radiation in Kuwait" - Solar or Wind Technology Vol. 1, n° 1 pp 59 - 62.
- KIRK J.T.D. (1994). Light & Photosynthesis in Aquatic Ecosystems. 2dª Edt. Cambridge Univ. Press.
- LÓPEZ d. I. F.J. (1994). Mapas Solares de Nicaragua - UCA. Nicaragua
- MACKENZIE F.T. (1995). Our Changing Planet - Prentice Hall, pg 341
- NAGARAJA RAO C.R. et alii. (1984). "Near Ultraviolet Radiation at the earth's surface: measurements and model comparisons. Tellus, Vol. 36B, pp 286 - 293.
- OMM. (1995). La Cambiante Capa de Ozono. Fig. 16.
- PRASAD S.N. et alii. (1992). "Seasonal of global UV-B flux and its dependence on atmospheric ozone and particulate at low latitude station" Tellus, Vol. 44B, pp 237 - 242.
- SELLERS W.D. (1969). Physical Climatology pp.30
- SMITHSONIAN METEOROLOGICAL TABLES. (1984). 6th Edition. Table 142. Inst. for Defense. Analyses paper pp 1492 - U.S. Dept. of transportation - Springfield VA 22151 - USA.
- SPENFIRNE J.D. O.A.E. (1978). "Calculation of the Relative Influence of Cloud layers on Received Ultraviolet and Integrated Solar Radiation. Atmosphere Environment Vol 12 pp 2449 - 2454.
- SPINHUNE J.D., GUEN A.E.S. (1978). "Calculation of the relative influence of cloud layer on received ultraviolet and integrated radiation - Atmospheric Environment Vol 12 pp 2449 - 54.
- SPINNERY PRESS, NSW Australia. (1994). What about the Environment - Volumen 31, pg 19,"CSIRO team say Ozone hole will begin to shrink".
- STEVEN M.D. (1984). "The Anisotropy of Diffuse Radiation Determined from Shade - Ring Measurements- Quart.J.R Met. Soc. Vol 110, pp 261-270
- STOCKER, SEAGER. (1981). Química ambiental: contaminación del aire y del agua. Blume. Barcelona.

- URIARTE A. (1995). Ozono: la catástrofe que no llega - Tercera Prensa.
- VÁSQUEZ M., RUIZ V., PEREZ R. (1991). " The Roles of scattering, absorption and air mass on the diffuse to global correlations." Solar Energy Vol 47,n.3 pp 181-188.
- VAUGHAN G., PRICE J. D. (1991). " On the relation between total ozone and meteorology" Q.J.R. Meteorol. Soc. Vol 117, pp1281 - 98
- WEBB A.R., STEVEN M.D. (1986). "Daily Totals of Solar UVB Radiation Estimated from routine meteorological measurements". Journal of Climatology Vol 6, 405-411.
- WESTER ULF. (1983). "Solar Ultraviolet Radiation - a Method for Measuring and monitoring -" Dept. Radiation Physis - Karolinska Institute Stockholmo Sweden.

OTRAS PUBLICACIONES PERIÓDICAS DE LA UCA



Envío. Es una revista de análisis político y de estudios socio-económicos. Posee un enfoque predominantemente nacional (Nicaragua) y regional (México, Centroamérica y el Caribe), pero aborda con regularidad temas sobre el nuevo orden internacional y ecología. Aparece cada mes y se publica en español, inglés e italiano. Dirección: Revista Envío, Apdo. postal A-194, Managua, Nicaragua. Tel: (505) 277-2583 / 278-2557. Fax: (505) 278-1402. E-mail: envio@ns.uca.edu.ni - ihca@nicarao.org.ni



Revista de Historia. Es una publicación semestral del Instituto de Historia de Nicaragua y Centroamérica (IHNCA). Difunde los resultados de las investigaciones sobre la historia de Nicaragua y la región centroamericana realizadas por sus propios investigadores o por historiadores de otras instituciones nacionales o extranjeras. Dirección: Instituto de Historia de Nicaragua y Centroamérica. Apdo. postal C-186, Managua, Nicaragua. Tel: (505) 278-7317 / 278-7348. Fax: (505) 278-7342. E-mail: ihn@ns.uca.edu.ni



Wani. Es una revista especializada en la Costa Atlántica de Nicaragua. Sus artículos abordan el estudio de la sociedad, la cultura, la economía, la historia y los recursos naturales del caribe nicaragüense. Es una publicación trimestral editada por el Centro de Investigación y Documentación de la Costa Atlántica (CIDCA). Dirección: CIDCA. Apdo. postal A-189, Managua, Nicaragua. Tel.: (505) 278-0854 / 278-4930. Fax: (505) 278-4089. E-mail: cidca@ns.uca.edu.ni



Taller de Historia. Aparece dos veces al año. Es editada por el Instituto de Historia de Nicaragua y Centroamérica (IHNCA). Contiene textos y materiales bibliográficos destinados a servir de apoyo pedagógico a la enseñanza de la historia en las instituciones de Educación Superior. Dirección: Instituto de Historia de Nicaragua y Centroamérica. Apdo. postal C-186, Managua, Nicaragua. Tel.: (505) 278-7317 / 278-7348. Fax: (505) 278-7342. E-mail: ihn@ns.uca.edu.ni



Cuadernos de investigación de Nitlapán. Recogen los resultados de las investigaciones realizadas por el Instituto Nitlapán. Es una publicación de carácter monográfico, especializada en temas económicos. Dirección: Instituto Nitlapán. Apdo. postal A-242, Managua, Nicaragua. Tel.: (505) 278-0627/28 y 278-1343/44. Fax: (505) 267-0436. E-mail: cedoc@ns.uca.edu.ni



Revista Encuentro. Fundada en el año de 1968, *Encuentro* es una publicación trimestral de la Universidad Centroamericana (UCA) de Managua, cuya edición está a cargo de la Dirección de Investigación de esta misma universidad. Es una revista con un perfil académico y científico, destinada a investigadores, profesores y estudiantes de la educación superior. Su contenido puede ser reproducido, citando la fuente y enviando copia de lo publicado a la Dirección de *Encuentro*. Solicitar información a: Tel.: (505) 278 3923 al 3927. Fax.: (505) 267 0106. E-mail: ucapubli@ns.uca.edu.ni. Apdo. Postal N° 69, Managua, Nicaragua.